© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Zur Geologie Jordaniens

W. WAITZBAUER &. B. PETUTSCHNIG

Abstract: On the geology of Jordan. — Jordan's geological history dates back more than 600 million years to the Precambrian, when the continental base-plate of the Arabian peninsula was formed. For over 550 million years, many deep-sea and shallow shelf transgressions defined the geological development of Jordan, depositing immense sediments of clay, sandstone, silt, limestones and fossils. In contrast, during terrestrial periods, erosive influences involving water and wind once again removed big areas of marine sediments. Today, 120-520 million-year-old marine and terrestrial sandstone sediments cover the region of Petra and Wadi Rum, forming an impressive landscape of reddish brown rocky towers up to 1700 m high, perched on the old Precambrian (Arabian) basement surrounded by sandy valleys (Southern basement complex and Paleozoic Sandstone area). The final and lengthy transgressions took place during the Cretaceous and Tertiary periods, leaving their sediments which cover about 70 % of Jordan as a flat limestone plateau (Central and Northeast Jordanian Limestone area). In mid-Tertiary times (Miocene, 25-20 million years ago), the whole region became part of the important East African rift system after separation of the Palestine region from the African continent. The process included the opening of the Red Sea between the African and the Arabian plate, of the Gulf of Aqaba and the Wadi Araba-Dead Sea- Jordan Valley-Rift. The Dead Sea itself, a last remnant of the former large Quaternary lake Lisan, is the deepest point on earth and has the highest salt content of any aquatic system world-wide. The continental plate movements produced a widespread magmatic activity with extensive volcanic fields and basaltic outflow in the northeastern desert region of Jordan (Basalt Plateau), which also cover wide areas of the Hauran in southeast Syria. The vast and salty depression of the Al Azraq oasis, with its rich supply of groundwater, and the salt-pan of Al Jafr were covered by big lakes during the humid Pleistocene periods. In former times, copper from mines in Wadi Araba formed the basis for the wealth of the Nabatean kings, but nowadays mining is unprofitable. Jordan's wealth today is based on immense reserves of phosphate which were once deposited as organic sediments on the sea bottom during the late Cretaceous period. An inexhaustible resource is the supply of Dead Sea salt, which is exploited for industrial, medical and cosmetic purposes.

Key words: Geology of Jordan, Dead Sea Rift, topography.

Einleitung

Aus geologischer Sicht eignet sich das Gebiet Jordaniens in vielfacher Hinsicht, um nicht nur regionale sondern auch großräumige Zusammenhänge im östlichen Mittelmeerraum zu verstehen. Unterschiedlichste geologische Zeitabschnitte mariner und terrestrischer Perioden von den ältesten Formationen bis hin zur Neuzeit werden ausgezeichnet präsentiert, insbesondere liefern ihre mächtigen Sedimentationsabfolgen hervorragende Möglichkeiten zu deren genauem Studium. Nicht zuletzt präsentiert sich das über 6000 km lange Grabensystem zwischen Ostafrika und Nordsyrien in einem mehrere hundert Kilometer langen Teilstück mit geradezu bilderbuchartigen Aufschlussverhältnissen.

Das nunmehr schon 35 Jahre alte Standardwerk „Geologie von Jordanien" von BENDER (1968) setzt sich in bisher unübertroffen umfassender Form mit unterschiedlichsten Themen einer geologischen Gesamtbehandlung dieses geographischen Raumes auseinander und diente als unverzichtbare Grundlage für die nachfolgende Darstellung der geologischen Entwicklungsgeschichte.

Denisia 14, zugleich Kataloge
der OÖ. Landesmuseen
Neue Serie 2 (2004), 89–112

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 1: Der präkambrische kristalline Sockel ist bereits stark verwittert. Auf ihm ruht eine vielschichtige Abfolge von Sandsteinen des Paläozoikums und Mesozoikums (Djebel Qatar im südlichen Wadi Rum). Nicht selten ist die Grenzschicht als Schichtquellhorizont ausgebildet.

Paläogeographie

Die präkambrische Phase

Die ältesten Gesteine des Sinai und der nördlichen Arabischen Halbinsel sind sowohl magmatische Gesteine (Quarzdiorit, Granodiorit, Biotit-Apligranit, Zweiglimmergranit, Alaskit, Hornblenden-Gabbros) und unter hohem Druck verpresste Katagesteine (z. B. Biotit-Granatgneis, Biotit-Hornblendengneis, Biotitschiefer, Paragneise) als auch metamorphe Sedimente (Tonschiefer, Quarzporphyr, Porphyrit) des prä-

Abb. 2: Ingressionsrichtung, Sedimentationsräume und ungefähre Süd- und Südostgrenzen mariner Ablagerungen (nach BENDER 1968).

Abb. 3: Marine Würmer haben ihre Kriechspuren im versteinerten Schlamm eines 500 Millionen Jahre alten Meeres (Kambrium) hinterlassen (Wadi Rum).

kambrischen bis unterkambrischen Zeitalters und sind zwischen 530 und 590 Millionen Jahre alt (BENDER 1968), bzw. 580 und 610 Millionen Jahre alt (ROTHE 1991). Hoher Druck und Temperatur tief in der Erdkruste haben sie mehrfach verformt, „metamophisiert". Nach PICARD (1941) sind sie insgesamt als Abtragungsprodukte eines älteren, vermutlich algonkischen Gebirges („Arabo-Nubien") von mindestens 800 Millionen Jahren aufzufassen und zugleich durch die große Zahl saurer bis basischer Ganggesteine gekennzeichnet (z. B. Grani-

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

taplite, Plagiophyre bzw. Basalte), welche als stark aufgeheizte granitische Gesteinsschmelzen in mehreren plutonischen Schüben in die bereits erstarrten Plutonite eindrangen. Sie bilden heute das kristalline Grundgebirge Jordaniens, das so genannten „Arabo-Nubische Massiv" (vgl. Kap. Geographie), welches etwa in der südlichen Sandsteinwüste des Wadi Rum den stark verwitterten Sockel zahlreicher jüngerer Sedimente vom untersten Paläozoikum bis zur Oberkreide trägt (Abb. 1). Nach ihrer Heraushebung aus dem Erdmantel wurde dieses uralte Gebirge wieder abgetragen und eingeebnet, begleitet vom Einbruch einzelner Becken, die mit dem Schutt der Umgebung aufgefüllt wurden. Entlang dieser Bruchlinien konnten Vulkane an die Oberfläche dringen und lieferten neues Gesteinsmaterial, etwa Quarzporphyr (ROTHE 1991).

Die paläozoische Phase

Zu Beginn des Kambriums vor 545 Mill. Jahren bildeten weite Teile Jordaniens vorwiegend eine Ebene (wie im östlichen Südjordanien im Gebiet des Wadi Rum) oder waren nur lokal durch Relikte der präkambrischen Sedimente – etwa im westlichen Südjordanien (Bereich des Wadi Araba) profilartig stärker gegliedert. Ab diesem Zeitabschnitt beeinflussten die „Wadi Araba-Totes Meer-Jordan Graben"-Bruchlinie, der Urozean „Tethys" und die Verwitterungsvorgänge des arabisch-nubischen Schildes den geologischen Aufbau und die geomorphologische Entwicklung Jordaniens (PICARD 1943).

Mehrfache Ingressionen und Transgressionen der Tethys vom Norden und Nordwesten her erstreckten sich über Jahrmillionen entweder über regionale Landesteile oder große Landesflächen (PICARD 1943). Während dieser Überflutungen kam es auf dem Arabo-Nubischen Schild zur Ablagerung mariner Sedimente, sandiger im äußeren Bereich, kalkiger in weiter innen gelegenen Bereichen. Im Kambrium erreichte ein Meeresarm nur den Ostrand des Wadi Araba, karbonatische fossilienführende Sedimente lassen sich bis zu dessen Nordrand, ca. um Feinan, nachweisen. Im Ordovizium und Silur reichte das Meer als Seichtwasserzone mit Wattcharakter weit nach Südosten über die heutigen Landesgrenzen hinaus bis nach Saudi Arabien. In Lagunen und isolierten Buchten kommt es zur Ausbildung dünner Lager von Steinsalz und Gips. Die vermuteten ehemaligen Küstenlinien sind in Abb. 2 wiedergegeben.

In den Landesteilen, die nicht von Überflutung betroffen waren, herrschte kontinentale, klastische, fluvio-limnische Sedimentation oder Abtragung vor. Sie ebneten die letzten Mulden der präkambrischen Platte ein und bedeckten Jordaniens Landesfläche zur Gänze. Aus dem Süden des heutigen Arabiens (wie aus Afrika) wurden in diesem Zeitraum mächtige, horizontal gebankte Sandsteinserien meist kontinentaler oder fluviatiler Entstehung abgelagert und bedecken landschaftsprägend weite Bereiche Nordafrikas. Ihre Sedimentation fand in verschiedenen Phasen des Kambriums statt und hielt bis in das jüngere Silur vor etwa 545-420 Millionen Jahren an. Der Nachweis mariner Fossilien (Abb. 3) verweist jedoch auch auf eine südlich gerichtete marine Ingression bis in das nördliche Arabien im Ordovizium vor 495-438 Millionen Jahren (PICARD 1953). Diese bis zu 500 m mächtigen Sandsteindecken bilden den Grundstock der heutigen südjordanischen Sandsteinwüste im Wadi Rum. Ihre unteren, 500-520 Millionen Jahre alten Sedimentserien bestehen aus zumeist eisenhältigem rotbraunem Sandstein, dessen Schichtung auf Ablagerung durch ein mächtiges und weit verzweigtes Wildflusssystem hinweist (ROTHE 1991). Die Felstürme des südlichen Wadi Rum („Umm Ishrin sandstone") (Abb. 31) und viele der berühmten Gräberfassaden Petras bestehen aus diesen weichen, erosionsanfälligen Sedimenten (s. Kap. Klima). Die ehemalige Eingliederung der mächtigen Gesteinsserien unter dem Sammelbegriff „Nubischer Sandsstein" wurde durch die zeitliche Zuordnung der insgesamt über 1600 m hohen, altpaläozoischen Schichtenfolgen durch BENDER (1968) unhaltbar (vgl. Kap. Südjordanische Sandsteinwüste) – sie ist jedoch mit gewissen Einschränkungen für die mächtigen hellen Sandsteinablagerungen der Unterkreide zulässig, wie sie etwa als kuppelartig gerundete helle Bergkuppen das Gebiet zwischen Dana und Shaubak im östlichen Randgebirge entlang des Wadi Araba prägen (Abb. 4).

Paläozoisch jüngere Ablagerungen des Devons, Karbons und Perms konnten – an-

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 4: Helle, weiche und stark verwitterte Sandsteine der unteren Kreideperiode („Nubischer Sandstein") bilden kuppelförmige Hügel- und Bergformationen (Südlich Dana im östlichen Randgebirge des Wadi Araba).

ders als im Bereich zwischen Syrien (WEBER 1963), dem Sinai (SAID 1962) und dem nordwestlichen Saudi Arabien (DIENEMANN 1915) – in Jordanien bis jetzt nicht nachgewiesen werden. Sie wurden entweder bereits vor dem Mesozoikum völlig abgetragen oder ruhen noch unentdeckt unter jüngeren Sedimenten (BENDER 1968). Für 300 Millionen Jahre wird hier deshalb die geologische Geschichte übersprungen und findet erst wieder mit dem Beginn der Trias einen Anschluss (ROTHE 1991).

Die mesozoische Phase

Beinahe die gesamte Landesfläche Jordaniens lag während eines Zeitraumes von 183 Millionen Jahren im küstennahen Flachwasserbereich (Schelf) der Tethys. Trias und Jura sind vielfach als vollständige Abfolgen mariner Schichten von 500-2000 m Mächtigkeit ausgebildet. In der Trias erreichte eine Ingression der Tethys nach Osten und Südosten mit sandig-tonigen Flachwasserablagerungen in Lagunen und entlang der Strandlinie den Ostrand des heutigen Toten Meeres. Die höhere marine Regression und nachfolgende erneute Ingression mit parallelem Küstenverlauf zur Trias kennzeichneten den Zeitabschnitt der Jura während einer Dauer von rund 64 Millionen Jahren.

Bis in die Kreideperiode vor 142-65 Millionen Jahren war der südöstliche Randbereich der Tethys durch stark wechselnde Bedingungen mariner und terrestrischer Sedimentation gekennzeichnet, die sich auch in heutigen edaphischen und morphologischen Differenzierungen äußern. Tektonische Hebungen, lokaler Vulkanismus und Erosion führten letztlich zur völligen Abtragung der terrestrischen Jura-Sedimente noch vor Überschichtung durch kreidezeitliche Ablagerungen. Folglich überdecken diese als massige helle Sandsteine der Unterkreide („Disi sandstone") mit einem Alter von 120 Millionen Jahren weitgehend die Sedimenten der Trias (MUNRO 1995) (Abb. 4). Ihrer Entstehung nach sind sie kontinentaler Herkunft und auf äolische wie auch limnische und fluviatile Bedingungen zurückzuführen (BENDER 1965). Erst in den mürben oberen Buntsandsteinen der Oberkreide ist auch in Südjordanien mariner und brackischer Einfluss nachweisbar (z. B. von Ras en Naqb im Südosten).

Auf dem Festland herrschte zu Beginn der Oberkreide vor 99 Millionen Jahren tropisch-humides Klima mit entsprechender, fossilienreich belegter Vegetation. Dabei konnten erhebliche Mengen an Kieselsäure mobilisiert werden, die zusammen mit den Kalken im transgredierenden Meer wieder fixiert wurden. Heute bedecken diese als stark verwitterte, scharf zerfallende Hornsteine – lokal bis zu 2 m dick – weite Gebiete, vor allem im Osten Jordaniens als so genannte „flint stone desert" (BENDER 1968, GARFUNKEL 1988). Als Ausgangsmaterial für die Herstellung einfachster Werkzeuge spielten Hornsteine während des Neolithikums eine wichtige Rolle (Abb. 5).

Abb. 5: Feuer- (Hornstein)pflaster in der nördlichen Wüste. Die scharfkantigen Steine sind neolithische Artefakte, die bei der Werkzeugherstellung als Abschläge entstanden.

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

In der Oberkreide überflutete die Tethys die nördlichen und östlichen Landesteile, die heute noch vorwiegend von den abgelagerten karbonatischen Sedimenten geprägt werden. Sie gehen auf die Ausbildung mariner Schwellen oder die verstärkte Akkumulierung von Sedimenten unterschiedlicher Zusammensetzung in verschiedenen tiefen Meeresbecken zurück. Es handelt sich um fossilienreiche harte dolomitische Kalke, Kieselkalke und weiche Kreidemergel, welche im Westen Jordaniens insgesamt bis zu 430 m hoch aufgeschichtet sind (Abb. 6), während sie im Südosten maximal 10 m erreichen – ein Zeichen für den küstennahen, nach Süden stark abnehmenden marinen Einfluss.

Außerhalb der Sandsteinablagerungen – etwa im Norden Jordaniens – sind die marinen Sedimente im Wechsel von Konglomeraten mit Sandsteinen unterschiedlicher Körnung, mit buntem Schieferton, weichem Kreidemergel und härterem Kalkmergel in Schichten zwischen 5 bis 140 m Mächtigkeit ausgebildet. In den großen Sedimentationsbecken im Nordosten zwischen Azraq und Wadi Sirhan bzw. von El Jafr im Südosten Jordaniens erreichen diese sogar bis 450 m. Es handelt sich dabei um wechselnde litorale Ablagerungen im Übergangsbereich zum Festland (BENDER 1968). Heute werden diese Gesteine als wichtiges Baumaterial („Marmor") umfangreich verarbeitet.

Zu den typischen marinen Sedimenten dieser Zeitperiode gehören auch die ausgedehnten Phosphoritlager, wechselnde Folgen von Phosphatlagen mit besonders fossilienreichen Kalken (z. B. ARAMBOURG 1959, SIGNEUX 1959, SORNAY 1959), welche meist zwischen 1 und 10 m, lokal (Wadi Mujib) sogar 90 m Mächtigkeit erreichen können. Ihre Bildung setzte in der mittleren Oberkreide vor ca. 85 Millionen Jahren ein und währte bis zum Beginn des Tertiärs vor 65 Millionen Jahren.

Die känozoische Phase

Im Unteren Tertiär wurde Jordanien weiterhin durch großflächige Meeresbedeckung geprägt, die sich durch Ablagerung unterschiedlicher kreidig-kalkiger Sedimente bis zu 400 m Mächtigkeit auszeichnet. Für die jüngeren Schichten ist ein 20-40 m dicker ausgeprägter Kalk-Hornstein-Horizont mit abschließender Überdeckung durch Nummulitenkalke charakteristisch. Letzte kleinere Ingressionen bis in das Miozän vor 23 Millionen Jahren in den Nord- und Nordostteilen Jordaniens in die Azraq-Wadi Sirhan Senke beendeten weitgehend die marine Sedimentation (BENDER 1968).

Abb. 6: Weiche Kalkmergel der Oberkreide und des unteren Tertiär formten Plateaus und sanfte Hügellandschaften, die heute durch Übernutzung völlig verkahlt und stark erosionsgefährdet sind (Bereich des Wadi el-Hesa).

Insgesamt äußert sich der etwa 63 Millionen Jahre währende tertiäre Zeitabschnitt in Jordanien als Phase der Differenzierung des abnehmenden mariner Einflusses – trotz durchaus beachtlicher Sedimentation in einzelnen Becken – wie auch der verstärkten Formung terrestrischer und limnischer Anteile.

Durch den Zusammenstoß der Afro-Arabischen mit der Eurasiatischen Platte, im Zuge dessen es zur Auffaltung der heute im Norden und Nordosten die Arabische Halbinsel umrahmenden Faltengebirgsbogen der Taurus- und Zagros-Ketten kam, wurden im späten Miozän auch die letzten Reste der Tethys verdrängt (WOLFART 1987, GARFUNKEL 1988). Diese Faltung betraf den heutigen Raum Jordaniens allerdings nur in einem geringen Ausmaß, sodass die geologischen Schichten mehr oder weniger parallel liegen. Die neuen Plattengrenzen im Bereich des Roten Meeres und des Wadi Araba-Jordan Grabens und eine damit verbundene tektonische Auseinanderdrift (vgl. Kap. Geographie) leitete die Trennung der Arabischen Platte von der Afrikanischen Platte ein (Abb. 7) und ist bis heute festzustellen.

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 7: Grenzen und Bewegungsrichtung der tektonischen Platten im Nahen Osten (nach ROTHE 1991).

Wahrscheinlich kam es im Oligozän vor 30 Millionen Jahren zur beginnenden Absenkung des Wadi Araba-Jordan Grabens, welche sich bereits in der Oberkreide abzeichnete. Abhängig von den geologischen Geschehnissen durch Absenkung oder sedimentärer Auffüllung wurde die Depression während dieser Zeit abwechselnd von marinen Ingressionen, geschlossenen kleineren Meeresbecken, Brackwasser- oder Süßwasserseen bedeckt (NEEV 1960, BENTOR 1961). Über die Entstehung des Grabens, sowohl die Art als auch den Zeitpunkt betreffend, existieren aber unterschiedliche Auffassungen (vgl. Kap. Geographie). Auch die Ausdehnung einer Meeresbucht, die im Oberen Tertiär vor 23-5 Millionen Jahren zeitweise in diese Furche gereicht haben soll, wird unterschiedlich angegeben. Während GARFUNKEL (1988) eine jüngere Ingression des Mittelmeeres bis zum Wadi Araba im Pliozän annimmt, vermutet BENDER (1982) eine schmale Meeresverbindung zwischen Mittelmeer und Rotem Meer bereits während gewisser Perioden des älteren Miozäns.

Die Bildung salzhaltiger Sedimente im Bereich des Toten Meeres wird teilweise der Unterbrechung der Verbindung zum offenen Meer mit nachfolgender Verdunstung zugeordnet und trägt heute wahrscheinlich indirekt zum Salzgehalt des Toten Meeres bei. Auf der Halbinsel Lisan im Südbecken des Toten Meeres wurden unter einer Decke aus pleistozänen Mergeln, Sanden und Konglomeraten von 100 m Dicke Steinsalzlager in einer (erbohrten) Mächtigkeit von 3568 m nachgewiesen, dessen Untergrenze bei 3672 m noch nicht erreicht war (BENDER 1968).

Im Zuge der verstärkten tektonischen Bewegungen im Bereich des Wadi Araba-Jordan Grabens kam es wahrscheinlich im Pliozän/Pleistozän vor 5-1,5 Millionen Jahren im zentralen Grabenbereich zur Ausdünnung der Erdkruste und zur Hebung der Krustenteile am westlichen Rand, (dem „Palästina-Block") und am östlichen Rand, (dem „Transjordan-Block"), welcher heute

Abb. 8: Das Gebirge am Ostrand des Grabens ist wild zerklüftet und zeugt von den bewegten geologischen Vorgängen im Verlaufe der Grabenbildung.

Abb. 9: Dunkle Basalt- und Porphyradern durchziehen das gekippte kristalline Grundgebirge am Grabenrand als Zeichen mächtiger tektonischer Ereignisse (10 km östlich Aqaba).

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 10: Basaltergüsse durchdringen das kristalline Grundgebirge (Wadi Titin östlich von Aqaba).

ein hohes Randgebirge bildet (Abb. 8). Diese mächtigen Bewegungen wurden von starker Bruch- und Verwerfungstektonik und damit zusammenhängend von magmatischer und seismischer Aktivität begleitet (Abb. 9, 10, 11). ZUHAIR (1991) betont, dass diese Bruchlinie auch heute noch die Hauptregion potenzieller Erdbebengefahr in Jordanien darstellt. Verglichen mit anderen Zonen struktureller Schwäche der Erde ist die Aktivität aber eher gering. Innerhalb der letzten 2000 Jahre wurden im jordanischen Raum zwar 19 starke Erdbeben registriert, jedoch hatten nur 6 ihr Epizentrum in der Grabenzone mit durchschnittlichen Zeitintervallen von 110 Jahren.

Diese starken morphologischen Prozesse endeten mit dem mittelpleistozänen Basaltvulkanismus vor 1,5-1,2 Millionen Jahren, dessen Spuren sich durch zahlreiche Vulkane oder bis 1 km² große Basalt-Deckenergüsse (Abb. 12) und eruptive Sedimente in Form von Lavartuff, Lapillis und Lavabomben entlang des östlichen Grabenrandes noch heute verfolgen lassen. Insgesamt können 6 mächtige Ergussphasen differenziert werden, wovon vor allem die jüngsten Lavaströme von 10 km Breite und 30 m Dicke lieferten. Die jüngsten Lavaförderungen dieser Vulkanserie sind übrigens nur 4000 Jahre alt (DE VRIES & BARENDSEN 1954).

Die tertiären und jüngeren Basaltdecken aus dem Jebel ed Drouz- und Hauran-Gebiet im südlichen Syrien sind dieser intensiven eruptiven Aktivitätsphase zuzuordnen (Abb. 13, 14). Mit einer zusammenhängenden Fläche von insgesamt 45.000 km² haben sie auch für den Nordosten Jordaniens landschaftsprägenden Charakter, wo sie eine Fläche von 11.000 km² bedecken und den Nordrand der Depression von Azraq erreichen, ehe sie sich entlang des Wadi Sirhan noch über 200 km weit nach Saudi Arabien

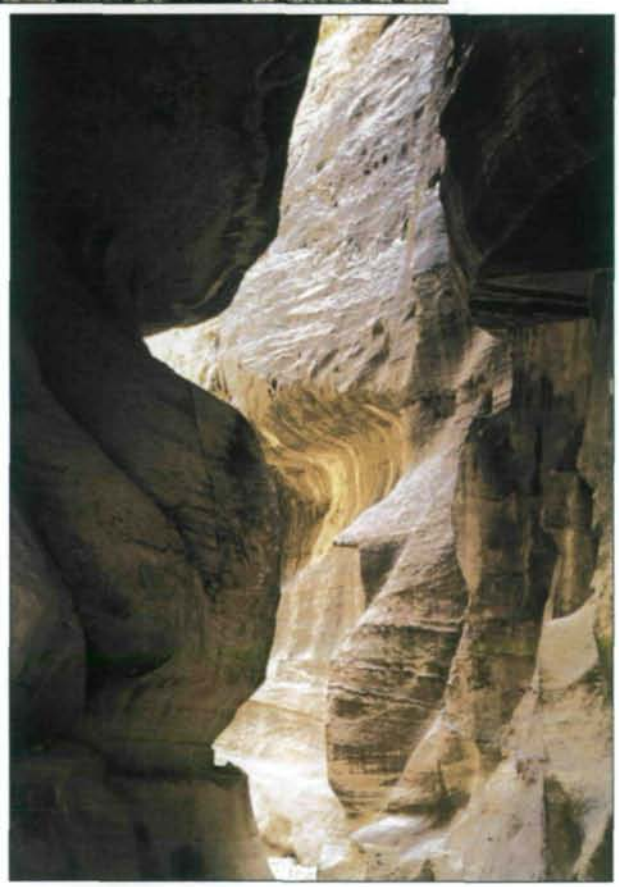


Abb. 11: Durch eine tektonische Verwerfung während der Grabenabsenkung ist auch der Sikh, die gewaltige Eingangsschlucht nach Petra entstanden.

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 12: Eine mächtige tertiäre Basaltdecke liegt über den geschichteten Kreidekalken (Irhab nördlich Tafila).

Abb. 13: Eine Reihe jungtertiärer Vulkane ragt aus der Ebene der nördlichen Hamada (nordöstlich Mafraq).

Abb. 14: Die Wüste im Nordosten Jordaniens wird von einer düsteren, weiten Basaltblock-Hamada („Harra") beherrscht (As Safawi).

erstrecken (BENDER 1968, GARFUNKEL 1988). Lokal erreichen sie eine Dicke von 60 m. Ein kleinerer Lavastrom soll als natürlicher Damm den Abfluss des Jordan behindert und somit die Entstehung des Sees Genezareth (Tiberias) bewirkt haben.

Bemerkenswert ist auch die jüngere paläographische Entwicklung der Wadi Araba-Jordan Furche durch die Ablagerung mächtiger Grobsedimente und Konglomerate aus dem Bereich der Grabenränder oder kalkig-mergeliger-toniger Bildungen durch fluviatile oder limnische Sedimentation, oft in Wechsellagerung mit vulkanischen Einschaltungen. Die Sedimentdicke im Gebiet des Sees Tiberias beträgt mehrere hundert Meter (BENDER 1968). Bereits ab dem frühen Oberpleistozän (?) vor 1,2-1 Millionen Jahren bedeckte hier der ausgedehnte „Samra"-Süßwassersee rund 190 km lang den nördlichen Teil des Grabens. Die Schrumpfung des Seenbeckens bewirkte eine fortschreitende Verbrackung, die eventuell durch die im Pliozän abgelagerten Evaporitserien unterstützt wurde. Allmählich entstand so der „Lisan"-Brackwassersee, der sich südlich bis in das nördliche Wadi Araba erstreckte. Die mächtigen mergelig-tonigen Sedimente (Lisan-Mergel), Seekreide-Ablagerungen und Uferkonglomerate dieses Sees erreichen eine Schichtdicke von 20 bis zu 600 m und finden sich vom Jordantal bis zum Südende des Toten Meeres (Abb. 15). Sie bilden dort unter anderem die Halbinsel Lisan. In seiner Optimalphase bedeckte der Lisan-See die Fläche des gesamten Jordantales und des Toten Meeres bis in das nördliche Wadi Araba. Mehrere Buchten erstreckten sich weit in das Bergland östlich und westlich des Grabens. Seine Tiefe bis zu 600 m ist am Ostrand durch 28 Strandterrassen (ATALLAH 1991) gute 200 m über dem heutigen Spiegel des Toten Meeres dokumentiert (Abb. 16).

Der Schrumpfungsprozess des Lisan-Sees im Oberpleistozän ist auf mehrfache tektonische Vertiefungen des zentralen Grabenbe-

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 15: Die hellen, kreidig-mergeligen Lisan-Schichten sind alte Seebodensedimente des riesigen pleistozänen Lisan-Brackwassersees. Sie bilden auch die Halbinsel Lisan, (im Hintergrund), welche das Nord- vom Südbecken des Toten Meeres trennt.

reiches und auf klimabedingte Austrocknung zurückzuführen. Großflächige Erosionen der alten Seeränder und -böden waren die Folge und führte zur Bildung einer ausgedehnten Schotter- und salzreichen Mergel-Terrasse (Lisan-Oberterrasse) an den Rändern der Depression (PICARD 1932). Funde fossiler Fische belegen den erheblich salzärmeren Charakter des Sees (BENTOR 1961). Austrocknung und tektonische Vertiefung im Bereich des heutigen Toten Meeres führten zur weiteren Verkleinerung des geschlossenen, großen Seebeckens. Vor ca. 18.000 Jahren zog sich der Lisan-See in verschiedene getrennte Einzelbecken, die Seen Tiberias, Beisan und das Tote Meer, zurück (ATALLAH 1991). Wie Untersuchungen der unter den Spiegel des Toten Meeres reichenden Uferterrassen vermuten lassen, könnte der Schrumpfungsprozess des Lisan-Sees im späten Pleistozän vorübergehend sogar durchaus zu einem völligen Schwund des Wasserkörpers geführt haben (BENTOR 1961).

Das heutige Tote Meer ist also kein Relikt mariner Ingression – wie noch 1929 von BLANCKENHORN angenommen – und kann auch nur eingeschränkt als stark geschrumpfter, hypersalin gewordener Rest des Lisan-Sees angesehen werden. Gegenwärtig erfährt das Tote Meer einen auffälligen Schwund seines Volumens, jährlich sinkt der Wasserspiegel um etwa einen Meter, wie auch an den Uferterrassen sichtbar wird (Abb. 17). Der extrem hohe Salzgehalt von 31,5 % (BENDER 1968) resp. 27,6 % nach ATALLAH (1991) oder wahrscheinlich bereits 34 % nach GAVRIELI et al. (1998) entspricht der 10-fachen Meereskonzentration und resultiert vorwiegend aus Mineralquellen der tiefreichenden tektonischen Störzonen des Randgebirges. Zudem ist die an Düngestoffen erhöhte Lösungsfracht des Jordan auch reich an Brom (BENTOR 1961) und auch fossile Restwässer der pleistozänen

Abb. 16: Hoch über dem Spiegel des heutigen Toten Meeres finden sich noch mergelige Strandterrassen des ehemaligen Lisan Sees.

Abb. 17: Eine mit Tamarisken spärlich bewachsene alte Uferterrasse des Toten Meeres, die heute gut 15 m über dem Wasserspiegel liegt.

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

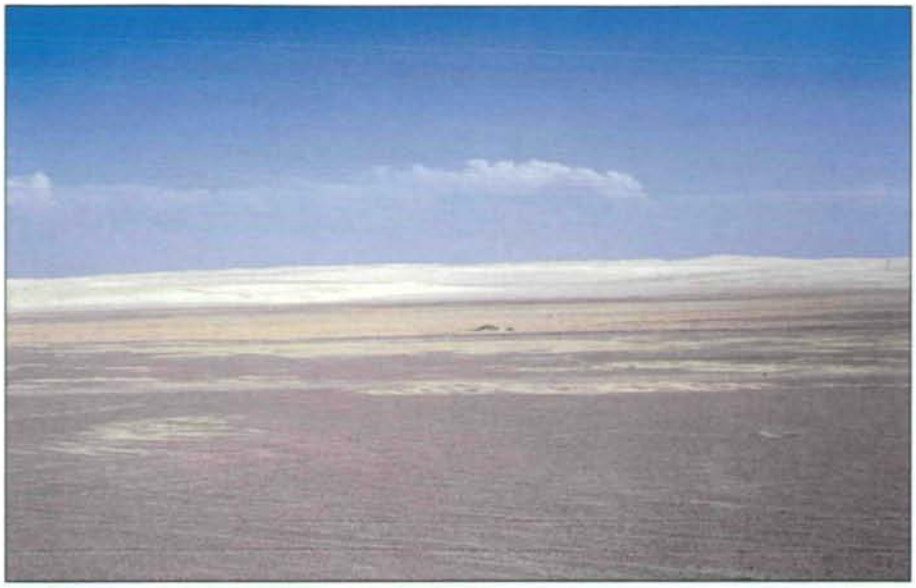


Abb. 18: Die weitgehend vegetationsleere Depression von El-Jafr – ein ausgetrocknetes pleistozänes Seebecken – ist mit 400 m mächtigen Feinsedimenten gefüllt. Bei starkem Wind kann der aufgewirbelte Staub die Sicht stark beeinträchtigen.

Abb. 19: Eine Tonpfanne (Sebka), die sich während des Winters mit Wasser füllt. Die extreme Bodenverschlämmung verdichtet das Porenvolumen auf ein Minimum und verhindert so jegliches Pflanzenwachstum (Disi, nördlich Wadi Rum).

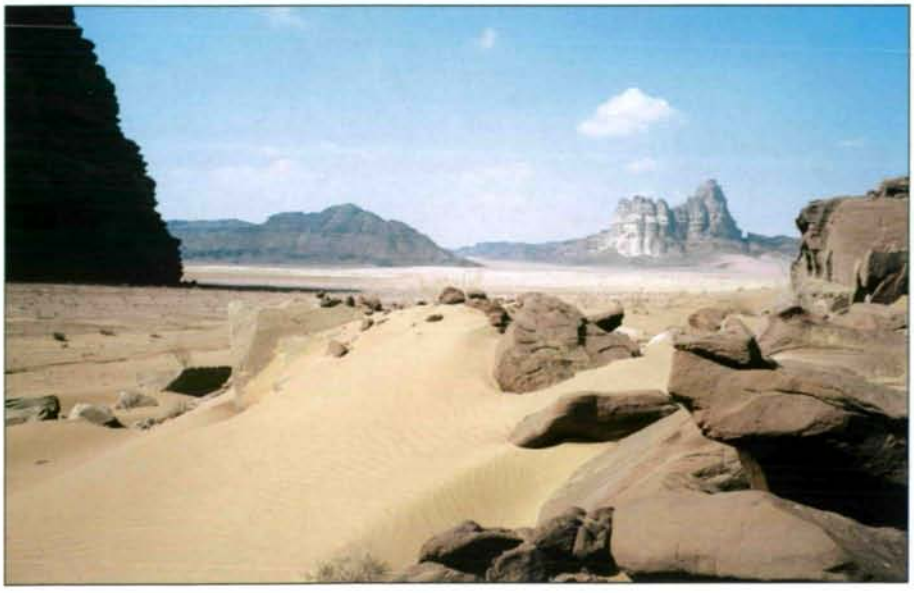


Abb. 20: Die Zeugenberge des Wadi Rum sind von einem Schuttmantel umgeben. Zwischen ihnen erstrecken sich weite Becken, die mit mächtigen Lagen äolischer und fluviatiler Sedimente aufgefüllt sind.

Grabenfüllung bringen Salze ein. Die fortschreitende Eindampfung des Toten Meeres fördert zusätzlich laufend die Erhöhung des Salzgehaltes (vgl. Kap. Wadi Araba-Jordan Graben und Hydrogeologie/Totes Meer).

Limnische Sedimentation erfolgte aber auch in isolierten Seebecken im Bereich der Ostjordanischen Kreidekalk-Tafel, welche bereits seit dem Unteren Tertiär durch Hebung terrestrisch geprägt waren, wie etwa in den Depressionen von Azraq und El-Jafr. Die Oase von Azraq war während des Pleistozän zeitweise von einem 4000 km² großen See bedeckt (KRUPP & SCHNEIDER 1988), die Regenpfanne von El-Jafr (Abb. 18) stand wahrscheinlich noch in den Pluvialphasen des Pleistozän unter Wasser (ABU-SAFAT 1986). Ebenso sind auch die mächtigen fluviatilen Ablagerungen durch einmündende Flüsse im Wadi Araba-Jordan Graben (MART & RABINOWITZ 1986, PURSCHKE 1990) und in der Azraq-Wadi Sirhan-Senke (BENDER 1968) auf diese feuchtere Klimaperiode zurückzuführen. Die bis 400 m tiefen Sedimentlagen des Wadi Araba sind heute wichtige Träger von Grundwasserreserven.

Die holozäne Phase

Die Terrassen des Jordantales lagen im Pleistozän 25 m höher als heute. In sie schnitt der Ur-Jordan sein Bett ein. Fluviatile Sedimentbildung und -Verfrachtung setzt sich auch gegenwärtig fort, so besteht der Untergrund in der Fluss-Au des Jordan aus einer bis zu 8 m hohen Rotlehm-Schotter-Terrasse als Produkt normaler und Hochwasserablagerungen. Wadis lagern nach heftigen Winterregen vor allem in den semiariden Gebieten Jordaniens großflächig tonig-sandige Sedimente wie auch Gesteinsgrus ab, an Steilstufen können dabei sogar Blöcke bis zu mehreren Metern Durchmes-

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 21: Sanddünen erreichen in Jordanien wegen des hohen Gehaltes schwerer Sedimentanteile nur geringe Höhe und sind eher flächig entwickelt (Wadi Rum).

ser über kurz Strecken transportiert werden. Bis zu kilometerbreite Schwemmfächer charakterisieren die Austritte von Wadis durch das Bergland östlich des Grabens und in abflusslosen Tonpfannen (Disi-Area im nördlichen Wadi Rum) sammeln sich feintonige Sedimente. Bei seltener Wasserbedeckung erstrecken sie sich dann als trübe, flache Lacken oder Qa'a über wenige m^2 bis zu mehreren km^2. Bei Trockenheit sind diese Senken von völlig vegetationsfreiem, salzhältigem und hartem Trockenschlamm bedeckt (Abb. 19).

Die rezenten terrestrischen Entwicklungen umfassen vor allem in den Wüstengebieten umfangreiche Prozesse der physikalischen Verwitterung, wie Hangschutt als Folge der Abtragung und damit die Bildung riesiger Sedimentwannen (Wadi Rum) (Abb. 20), von Dünen oder Lössanwehungen (Abb. 21). Die erosive Wirkung des Windes gleicht einem Sandstrahlgebläse und fördert vor allem bei weichem Sandstein die Bildung auffälliger Verwitterungsformen (Abb. 22). Produkte der chemischen Verwitterung sind Krusten- und Wüstenlackbildungen (vgl. Kap. Böden/Bodendynamik) (Abb. 23). Durch die starke Insolationswirkung kommt es sogar auf harten Basaltdecken zu Kernsprüngen. Auf gleiche Weise wurden auch die einstmals kompakten kreidezeitlich-tertiären Feuersteindecken der nordöstlichen Steinwüste (Hamada) zu einer Halbmeter dicken, scharfkantig zerfallenden Oberflächenschicht (flint stone desert), deren Verdichtung durch die Ausblasung feinsandiger Sedimente zu einem Steinpflaster auffällig ist (vgl. Abb. 5).

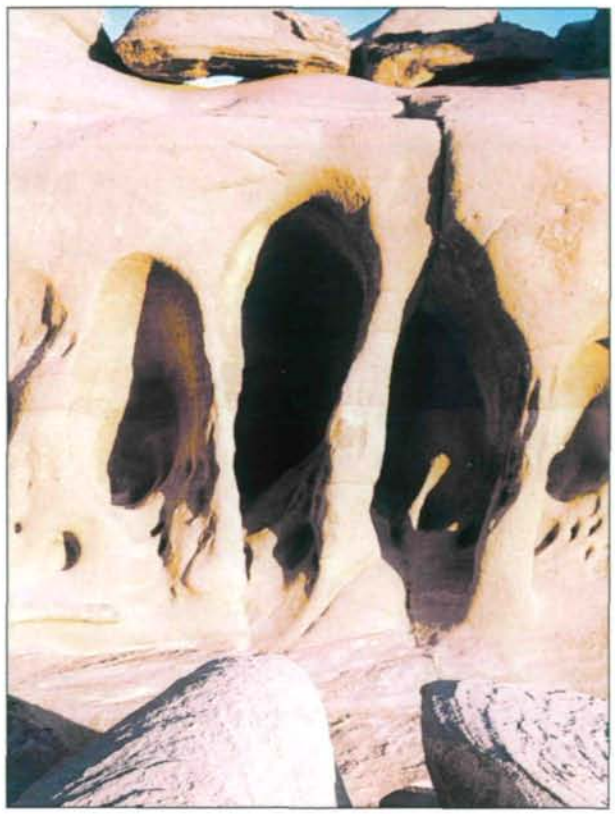


Abb. 22: Bizarre Erosionsformen im weichen Sandstein des Wadi Rum (so genannte „weinende Steine").

Geologische Großräume

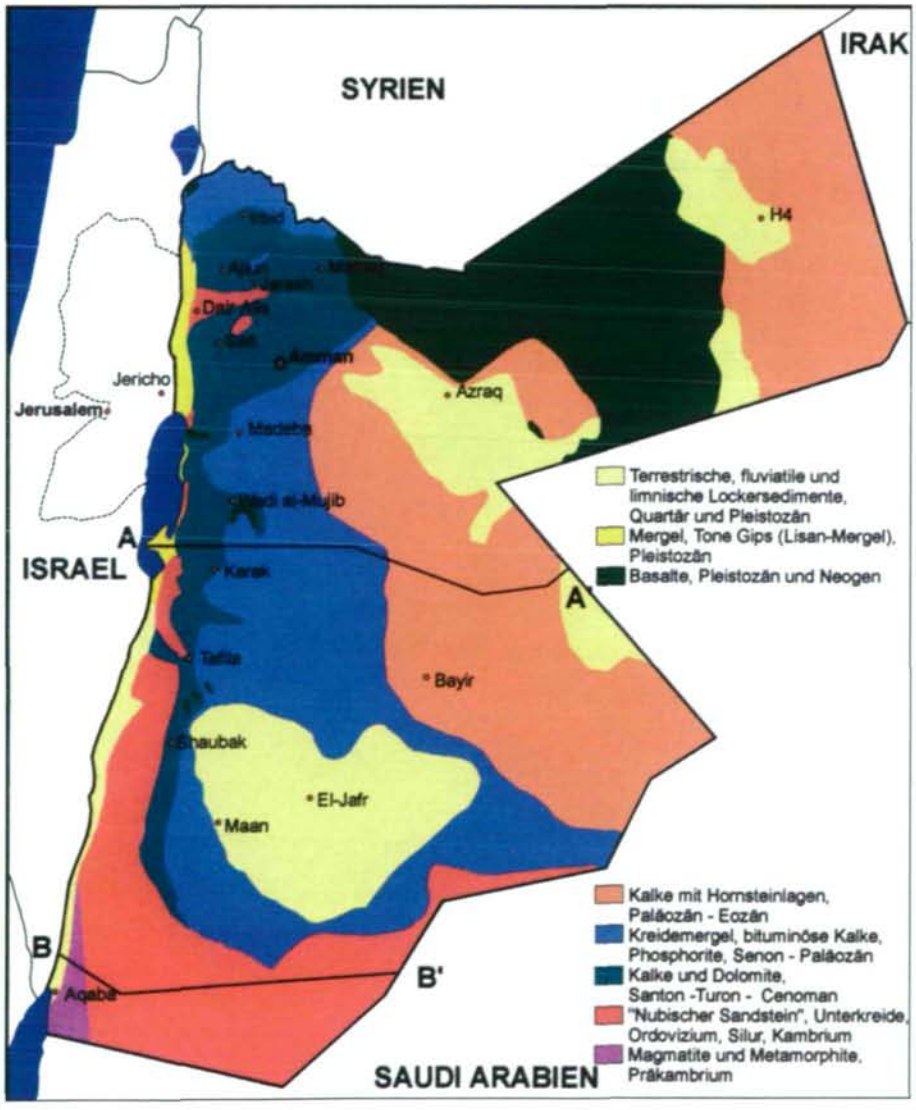
Die paläogeographische Geschichte führte zur Entstehung von Großräumen, die im heutigen Jordanien als geologische Provinzen mit unterschiedlicher Höhengliederung unterschieden werden können (Abb. 24).

Ein West-Ost-Profil zeigt, dass sich vom tiefen Grabenbruch ein steiles Randgebirge

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Abb. 23: Durch Mangan dunkel metallisch gefärbte Wüstenlacküberzüge auf Sandstein (Wadi Rum).

Abb. 24: Die geologischen Großräume Jordaniens.



gegen Osten erhebt, welches im Süden des Landes große Höhen erreicht. Dieses Randgebirge fällt dann nach Osten wieder sanfter auf ein Hochplateau ab.

Auf diesem Hochplateau liegen die verschiedenen geologischen Schichten parallel übereinander und fallen vom Randgebirge östlich des Grabens flach nach Nordosten ein. Gestört sind sie jedoch im Gebiet des Randgebirges. Die ältesten Gesteine treten durch den steilen Abbruch zum Jordangraben und die im Süden stärkere Hebung des Randgebirges zutage und werden in nördlicher und östlicher Richtung zunehmend von jüngeren Schichten überlagert (Abb. 25).

Das präkambrische Grundgebirge

Die Gesteine des präkambrischen Grundgebirges, des „Nubisch-Arabischen Schildes", bestehen aus Graniten, Granodioriten, Hornblendegabbros und Paragneisen, die von einer großen Anzahl basischer, intermediärer und saurer Ganggesteine durchsetzt werden (BENDER 1968) (vgl. Abb. 9, 10). Sie finden sich im äußersten Südwesten Jordaniens etwa vom Golf von Aqaba bis südlich von Gharandal, etwa 70 km nördlich. Gegen Norden werden sie zunehmend von Deckgebirge verhüllt, treten aber durch den Krustenbruch und die Hebung des Randgebirges – die im Süden größere Ausmaße annimmt – am östlichen Rand des Wadi Araba bis zum Toten Meer zutage. Die Hebung beträgt im Jordangraben 1-2 km, die sich in der Nähe des Roten Meeres auf 3-5 km steigert. Am westlichen Rand des Grabenbruches in Israel finden sich – bedingt durch geringere Hebung oder Verschiebung der geologischen Formationen (vgl. Kap. Wadi Araba-Jordan Graben) – keine präkambrischen Gesteine (GARFUNKEL 1988).

Der Nubisch-Arabische Schild taucht also nach Norden und Nordosten ab, wie es auch bei den Sedimenten jüngerer Entstehung zu beobachten und wohl aus der Ingressionsrichtung wie auch aus der Hebungscharakteristik (siehe oben) zu erklären ist.

Die enorme Beanspruchung der Gesteine im Zuge der Hebung des Randgebirges betraf auch die Sandsteingebiete östlich davon mit einer starken Bruchschollentektonik

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

und folgender Zertalung, sodass an den „Zeugenbergen" dieses Gebietes die unterlagernden präkambrischen Gesteine als Sockel beobachtet werden können, wie z. B. im Wadi Rum (ABU-SAFAT 1986) (vgl. Abb. 1).

Die südjordanische Sandsteinwüste

Das präkambrische Grundgebirge wird im Süden Jordaniens ungefähr bis zur Steilstufe von Ras en Naqb und entlang des Wadi Araba-Ostrandes ungefähr bis Dana von einer insgesamt rund 1900 m mächtigen Sandsteinfolge wechselnd mariner und kontinentaler Entstehung überlagert (CHAPMAN 1947). Der Sammelbegriff „Nubische Sandsteine" für diese Schichtfolge scheint problematisch (BENDER 1968), wird aber in vorliegender Arbeit aus Gründen der Anschaulichkeit verwendet. Die Sandsteine lassen sich in einen rund 1600 m mächtigen altpaläozoischen und einen bis 300 m mächtigen, noch in die Oberkreide hineinreichenden Teil gliedern. Sie liegen am Südabschnitt des Wadi Araba als Zeugenberge über dem Grundgebirge und schließen sich weiter östlich im Gebiet des 510 km² großen Wadi Rum und von Kilwa in Saudi Arabien zu ausgedehnten Flächen zusammen, wo sie die Bergländer von Rum und Tubeiq mit Höhen über 1300 m aufbauen.

Infolge der den Grabenbruch begleitenden Bruchschollentektonik entstanden in den Sandsteinen Klüfte, enge Schluchten und Canyons (Sikhs) und in Folge durch Auswaschung in feuchteren Klimaperioden auch weite Talsysteme, z. B. im Wadi Rum. Schuttmassen der ariden Verwitterung umsäumen heute mit ausgedehnten Blockfeldern, Wadiablagerungen, Flugsandfeldern und Dünen in flachen breiten Wannen die unvermittelt steil aufragenden Berge. Die physikalischen Hintergründe der oft bizarren Verwitterungsformen wie wabenartige Tafoni, Säulenbildungen und die Hartrindenbildungen der Wüstenlacküberzüge wurden von ABU-SAFAT (1986) und anderen Autoren genauer untersucht (Abb. 26, 27). Eigenartige Bildungen der physikalisch-chemischen Verwitterung stellen die so genannten „Weinenden Steine" dar, wie sie Abb. 22 zeigt. Die Entstehung der gerundeten Formen ist eine typische Erscheinung an erosionsanfälligen weichen Gesteinen unter wüstenhaften Klimabedingungen und entsteht durch das Zusammenwirken von Niederschlägen und dem Sandstrahlgebläse des Windes. Regen, der über die steilen Wände fließt, löst oberflächlich Mineralspuren aus dem Gestein. Diese bilden beim Verdunsten des Wassers über lange Zeiträume in der Ablaufrinne eine feste Kruste, während die weicheren Felspartien davor und dahinter der schleifenden Wirkung des Windes gegenüber erosionsanfällig sind. So entstehen Säulen und vorhangartige Gebilde (ROTHE 1991) (siehe auch Kap. Klima).

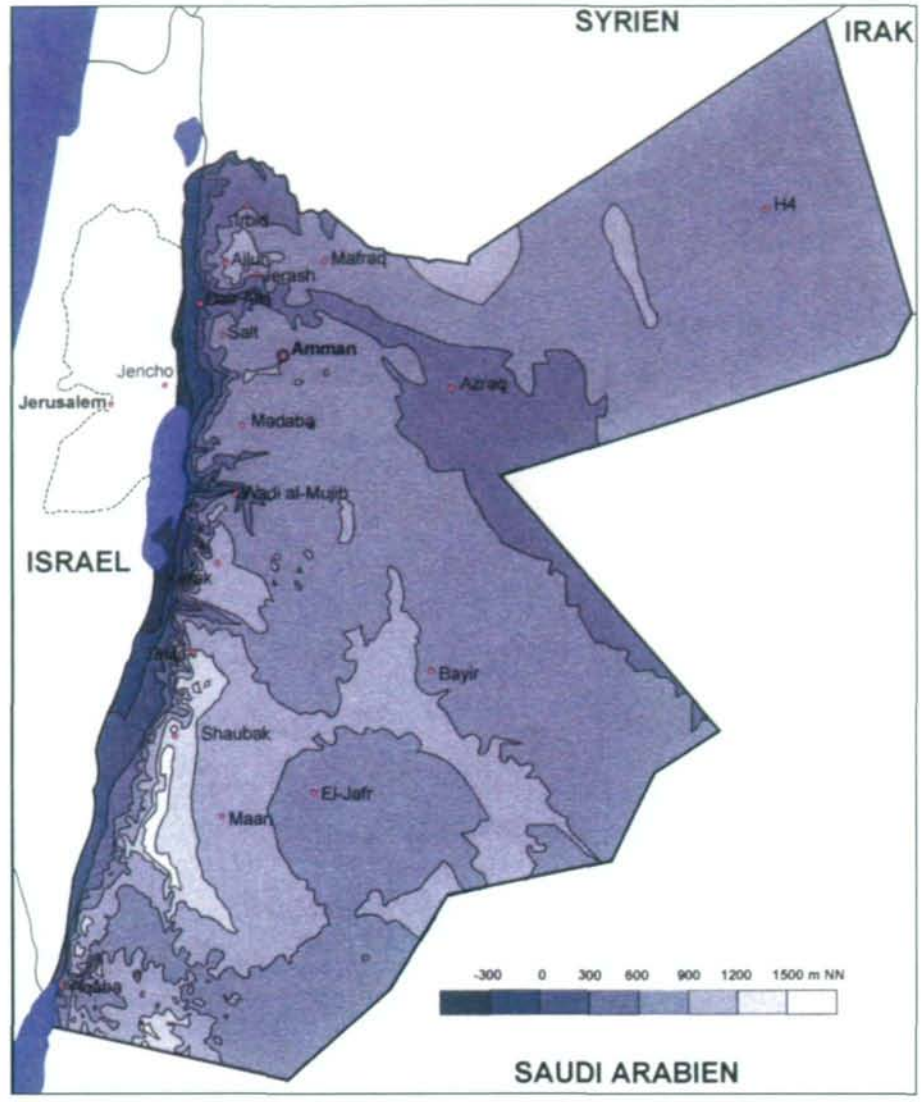


Abb. 25: Höhenstufengliederung Jordaniens.

Starke Klüftung, wie sie für diese Sandsteine charakteristisch ist, stellt infolge ihrer besseren Wasserführung für Pflanzen oft eine Überlebensnotwendigkeit in Wüstengebieten dar.

Besonders die kambrischen Sandsteine zeichnen sich durch ausgesprochene Bunt-

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

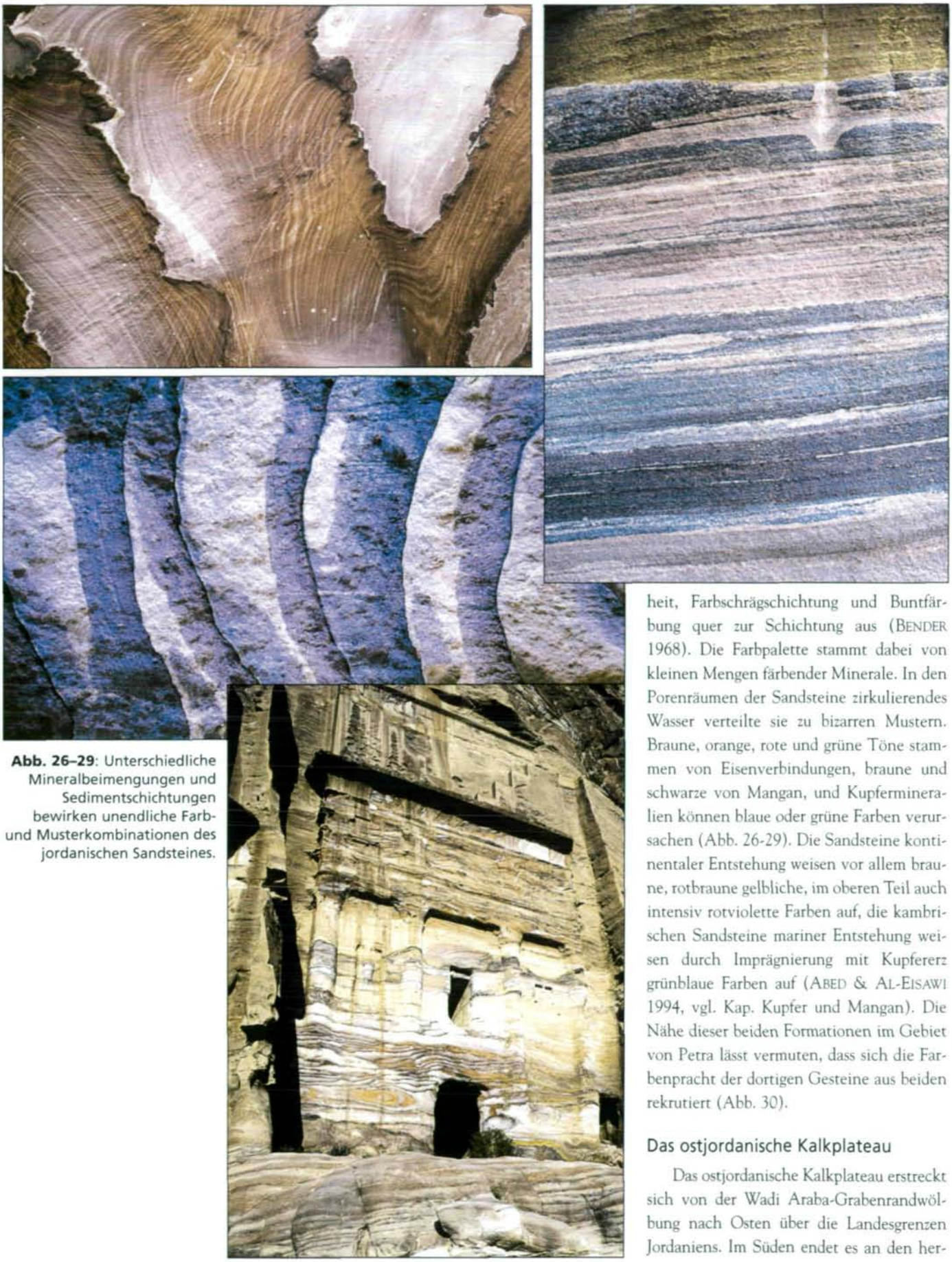


Abb. 26–29: Unterschiedliche Mineralbeimengungen und Sedimentschichtungen bewirken unendliche Farb- und Musterkombinationen des jordanischen Sandsteines.

heit, Farbschrägschichtung und Buntfärbung quer zur Schichtung aus (BENDER 1968). Die Farbpalette stammt dabei von kleinen Mengen färbender Minerale. In den Porenräumen der Sandsteine zirkulierendes Wasser verteilte sie zu bizarren Mustern. Braune, orange, rote und grüne Töne stammen von Eisenverbindungen, braune und schwarze von Mangan, und Kupfermineralien können blaue oder grüne Farben verursachen (Abb. 26-29). Die Sandsteine kontinentaler Entstehung weisen vor allem braune, rotbraune gelbliche, im oberen Teil auch intensiv rotviolette Farben auf, die kambrischen Sandsteine mariner Entstehung weisen durch Imprägnierung mit Kupfererz grünblaue Farben auf (ABED & AL-EISAWI 1994, vgl. Kap. Kupfer und Mangan). Die Nähe dieser beiden Formationen im Gebiet von Petra lässt vermuten, dass sich die Farbenpracht der dortigen Gesteine aus beiden rekrutiert (Abb. 30).

Das ostjordanische Kalkplateau

Das ostjordanische Kalkplateau erstreckt sich von der Wadi Araba-Grabenrandwölbung nach Osten über die Landesgrenzen Jordaniens. Im Süden endet es an den her-

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

ausgehobenen Sandsteinen des Altpaläozoikums und der Kreide bei Ras en Naqb in der südjordanischen Wüste, im Norden und Nordosten wird es von der Basalt- und Tuff-Vulkanlandschaft des Jebel ed Druze-Uneiza-Ruwala-Berglandes unterbrochen bzw. von den ausgedehnten Basalt-Deckenergüssen östlich von Mafraq überlagert und im Osten grenzt es an die Senke des Wadi Sirhan. Das rund 45.000 km² umfassende Gebiet ist im wesentlichen von kalkig-kieseligen Sedimenten der Oberkreide und des Tertiärs aufgebaut (vgl. Abb. 5 und Kap. Geographie). Die großen Mengen an Kieselsäure sind auf eine humid-tropische Flora zu Beginn der Oberkreide zurückzuführen. Verwitterungsprozesse lassen den Hornstein scharfkantig zerfallen, der dazwischenliegende feinere Kalk- und Mergelstaub wird ausgeblasen oder ausgewaschen, sodass über weite Flächen Hornsteine den Boden bedecken („Feuersteinwüste" „flint stone desert" oder arab. „Hamada", (vgl. Kap. Böden/Wüstenböden)). Häufig weisen diese Hornsteine Bearbeitungsspuren zur Herstellung von Faustkeilen, Klingen oder Schabern durch altsteinzeitliche bis jüngere Kulturen auf, z. B. in der Umgebung von Azraq oder nordöstlich von Amman (BENDER 1968).

Unterbrochen wird das Plateau durch die von Nordwest nach Südost verlaufende Wadi Sirhan-Depression, die Oase von Azraq und durch viele kleinere und einzelne größere Regenpfannen (arab. „Sebkas"), wie z. B. die 240 km² große Depression von El-Jafr. Regenpfannen stellen abflusslose Vertiefungen dar, in die entwässert wird. Die Verschlämmung des Pfannenbodens durch feinsandige, schwemmlössähnliche oder tonige Sedimente verhindert ein Abfließen des Wassers in den Untergrund. Nach reichen Winterniederschlägen werden sie überflutet und können als weite, aber seichte Wasserflächen auftreten, die aber durch hohe Verdunstungsraten in der Wüste schnell wieder verschwinden. Kleinere Regenpfannen verdichten sich besonders im Nordostteil Jordaniens jenseits der Basaltdecken zu Netzen. In den größeren können fluviatile und limnische Sedimente des Pleistozäns und durch periodische Überflutungen auch rezente Ablagerungen – darunter auch salzhaltige – gefunden werden.

Abb. 30: Durch verschiedene Mineraleinschlüsse, wie Kupfer, Eisen, aber auch Schwefel bunt gefärbte Kalkwand am Rand des Grabenbruches (Ain ez Zara).

Die Basaltdecken Nordjordaniens

Die am Südrand des Damaskus-Beckens in Syrien einsetzenden Basalte des Jebel ed Druze und Hauran reichen mit zusammenhängenden Decken in einer Breite zwischen 170-50 km über 180 km nach Südsüdost zum Nordrand der Azraq-Depression. Sie bedecken in Jordanien eine Fläche von etwa 11.000 km² und vereinigen sich östlich und südöstlich der Azraq-Senke mit den Lavafeldern des Uneiza-Ruwala-Berglandes (Al-Harrah) in Saudi Arabien.

Die Entstehung der Basaltlavafelder hängt vornehmlich mit den Phasen verstärkter tektonischer Unruhe im Tertiär zusammen, die nicht nur das Rote Meer und den Wadi Araba-Jordan Graben erfassten, sondern wahrscheinlich auch im Zusammenhang mit der Bildung der Faltengebirge im Norden der Arabischen Halbinsel gesehen werden können. Verwitterungsbedingt unter Mitwirkung der starken Temperaturgegensätze von Tag und Nacht sind die ehemaligen zusammenhängenden Deckenergüsse durch Kernsprengung im Basalt zerbrochen und bilden in diesem Gebiet heute riesige Blocklavafelder, die in Trockenräumen durch ihre geringe Wasserhaltefähigkeit und dunkle Farbe mit starker Wärmeabsorption – ähnlich der Hamada – extrem lebensfeindliche Bedingungen schaffen. Diese spezielle Form der Steinwüste wird arab. als „Harra" bezeichnet (vgl. Abb. 14 und Kap. Geographie).

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

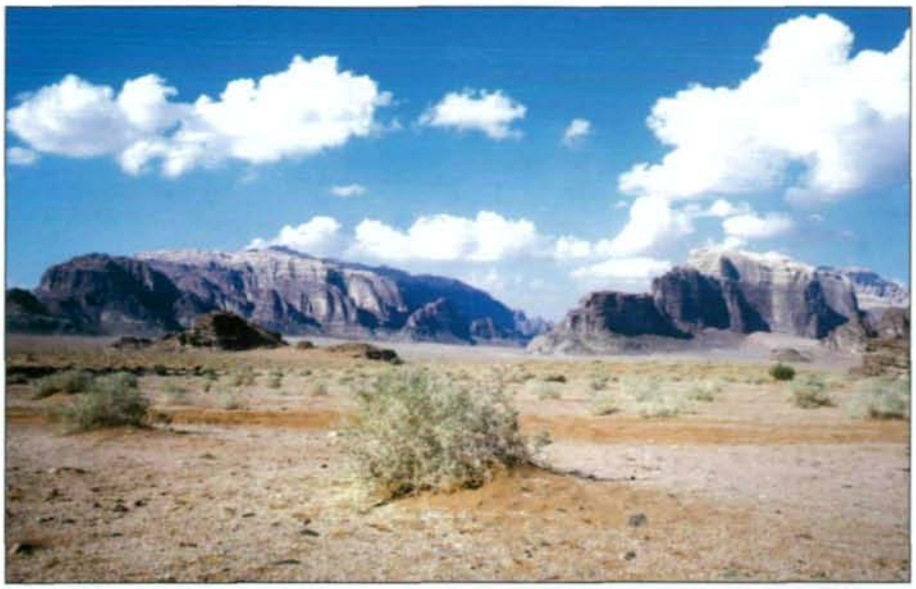


Abb. 31: Die beiden höchsten Berge des Wadi Rum. Links hinten der Jebel Rum, rechts der Jebel Umm Ishrin.

Abb. 32: Das Nordbecken des Toten Meeres vom östlichen Randgebirge aus gesehen.

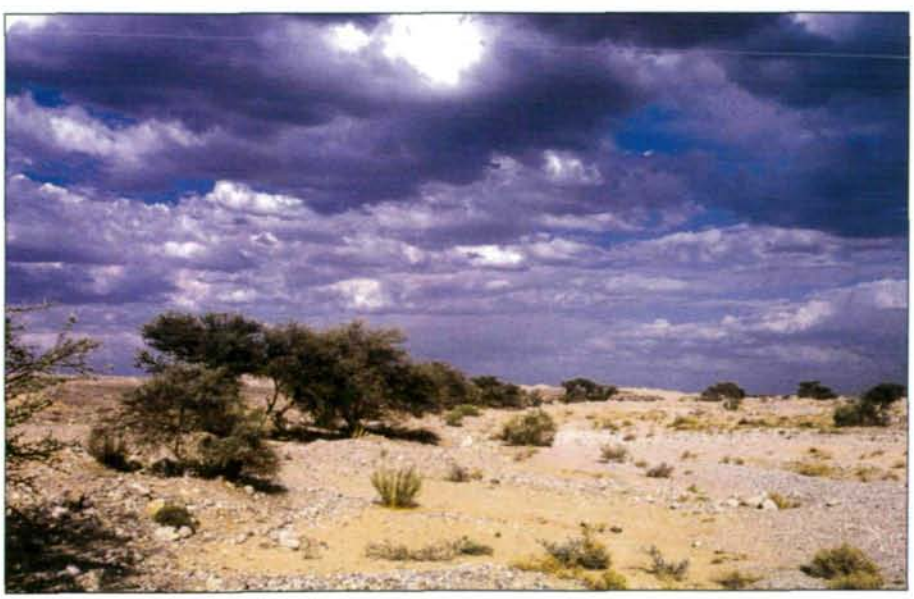


Abb. 33: Akazien (*Acacia raddiana*) finden am Rande eines Wadis genügend Bodenfeuchte. Die tiefgründigen Schotter- und Sandfächer des Wadi Araba sind als Wasserspeicher große Hoffnungsträger einer künftigen Versorgung mit reichen Grundwasservorräten.

Das östliche Randgebirge

Der Krustenteil ostwärts des Wadi Araba-Jordan Grabens, der „transjordanische Block", ist regional von Ost nach West aufgekippt und tritt im Bereich des tektonisch stark beanspruchten Grabenrandes 360 km lang als schmaler, gebirgiger Streifen auf, und bricht an einem komplizierten Störungssystem sehr steil nach Westen zum Graben ab. Im Gebiet südlich von Kerak führt dieser Steilabfall innerhalb von 13 km von einer Seehöhe von +1305 m NN auf -392 m NN, und entspricht somit einem Höhenunterschied von 1700 m (BENDER 1968). Zum ostjordanischen Kalkplateau verläuft die Ostabdachung dieses Gebirges wesentlich flacher.

Der aufgekippte Westrand des transjordanischen Blocks ist im Süden am höchsten herausgehoben und taucht nach Norden allmählich ab. Dementsprechend sind die ältesten präkambrischen und kambrischen Sedimente im Südteil aufgeschlossen, jüngere, kalkige Sedimente der Oberkreide und des Tertiärs finden sich im Nordteil, etwa ab dem Südostende des Toten Meeres (GARFUNKEL 1981). Harte Kalke der Unterkreide und weichere Kreidemergel und bituminöse Kalke der Oberkreide und des Alttertiärs bilden hier den Hauptbestandteil der kalkigen Sedimente. Die Geländeformen über den kalkigen Sedimenten sind hierbei in der Regel gerundet und sehr viel weniger schroff und kluftreich als in den Gebieten mit „Nubischem Sandstein" (BAIERLE 1993).

Flusstäler, wie das Zarqa Tal, das Wadi Mujib, das Wadi el-Hesa u.a. (vgl. Kap. Hydrogeologie) schneiden sich rückschreitend nach Osten stark in dieses Randgebirge ein und tragen damit einerseits zur vielfältigen morphologischen Gliederung bei, andererseits lässt die nachhaltige und tiefe Erosion liegende Schichtfolgen zutage tre-

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

ten, sodass am Zarqa-Fluss neben den genannten Sedimenten auch Trias- und Jura-Aufschlüsse (vgl. damalige Küstenlinien) zu finden sind.

Entlang der Grabenrandwölbung lässt sich auch spättertiärer bis mittelpleistozäner Basaltvulkanismus feststellen (GARFUNKEL 1988), durch eine große Anzahl von resultierenden Verwerfungen und Absenkung von Schollen an meist dreieckigen Bruchsystemen (vgl. Kap. Geographie). Daher finden sich vielerorts mosaikartig Gesteine unterschiedlichsten Alters und unterschiedlichster Genese nebeneinander. Das den Grabenrand begleitende und stark strukturierte Gebirge erreicht in den Shera-Bergen südlich von Maan im Grenzbereich zwischen Südjordanien und Saudi Arabien seine größten Höhen (Jebel Umm Adaami mit 1860 m als höchster Berg Jordaniens, gefolgt vom Jebel Rum mit 1754 m und dem Jebel Um Ishrin mit 1750 m) (Abb. 31) (EVANS 1994, ANDREWS 1995). Das im Süden sehr schmale und langgestreckte Bergland erweitert sich nördlich Madaba mit den Belqa-, Arda'a- und Ajlun-Bergen von weniger als 25 km allmählich auf rund 50 km West-Ost-Ausdehnung. Hier gestalten Hochgebiete wie die Ajlun-Berge und Depressionen wie die Irbid-Senke, sowie Hochterrassen und Basaltlavaströme das bewegte Relief der Landschaft (BENDER 1968).

Der Wadi Araba-Jordan Graben

zwischen dem Golf von Aqaba und dem See Tiberias stellt mit dem Toten Meer in seinem zentralen Teil die tiefste Depression der Erdoberfläche dar. Am Grund des Toten Meeres wurden in den 1960er Jahren des 20. Jahrhunderts -793 m NN gemessen (vgl. Kap. Hydrogeologie/Totes Meer) (Abb. 32).

Die Grabenstruktur ist ein 360 km langes Teilstück einer tektonischen Bruchzone, welche 6000 km lang von Ostafrika über Jordanien bis nach Nordsyrien verläuft. Große morphologische Differenzierungen durch die Eintiefung des Grabens – und mit ihm auch die Bildung des Golfes von Aqaba – erfolgten in erdgeschichtlich junger Zeit an der Wende des Tertiär (Pliozän) zum Quartär.

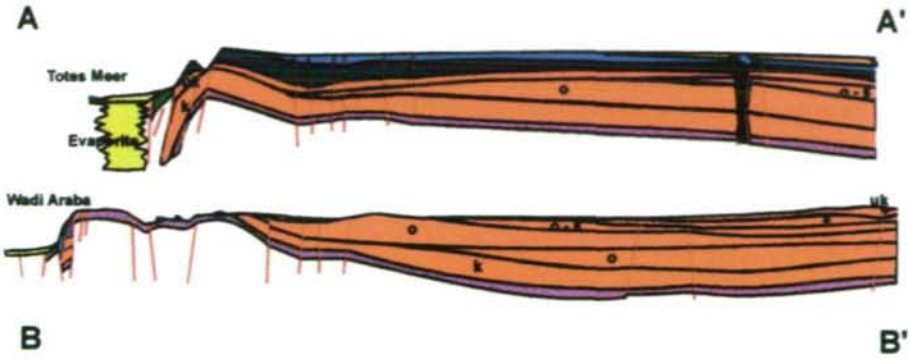
Neogene und quartäre Lockersedimente, über deren Mächtigkeit im einzelnen noch sehr wenig bekannt ist, bilden den Hauptanteil der Sedimente der durchschnittlich ca. 15 km breiten Senke (Abb. 33). BURDON (1959) schätzte etwa die quartäre Jordantalfüllung auf eine Mächtigkeit von mehreren hundert Metern. Diese Angaben werden von den Schätzungen durch GINZBURG & KASHAI (1981, zit. nach MART & RABINOWITZ 1986) bei weitem übertroffen, die für einen Zeitraum vom Mittleren Tertiär bis zum Holozän bis zu 7 km Grabenfüllung für möglich halten. BENDER (1974) gibt die Mächtigkeit allein der terrestrischen Sedimente und Seeablagerungen des Oberpleistozäns und Holozäns mit über 1000 m an, GARFUNKEL (1988) sogar mit 1500 m – ein Zeichen, dass die Absenkung des Grabens zu dieser Zeit noch nicht abgeschlossen war bzw. auch rezent anhält.

Im Wadi Araba-Bereich werden diese Sedimente vor allem durch weite Schwemmfächer der einmündenden Wadis („Widyan") gebildet, die Füllung des Jordantales besteht hingegen vor allem aus pleistozänen limnischen Mergeln, den Lisan-Mergeln und ebenfalls jungen fluviatilen Lockermassen (BENDER 1968) (vgl. Abb. 16).

Wie schon angedeutet, bestehen über die Art und den Zeitpunkt der Entstehung des Wadi Araba-Jordan Grabens unterschiedliche Auffassungen, wie die „Graben Theorie", „Rift Theorie", „Blattverschiebungstheorie". Letztere findet heute allgemein Zustimmung. Die Störungszone des Grabenbruches steht für den Typus der „transformen Plattengrenzen", bei dem zwei kontinentale Platten entlang vertikaler Verwerfungen aneinander vorbeischrammen, wobei sich die horizontale Versetzung oft sehr weit vom ursprünglichen Ausgangspunkt entfernen kann. Hierbei soll der Transjordan-Block auf der Arabischen Grundplatte gegenüber dem Palästina-Block Israels, welcher auf der Afrikanischen Platte liegt, eine seitliche Verschiebung um 105 km nach Norden erfahren haben (QUENNEL 1959, FREUND et al. 1968, GARFUNKEL 1981 und BENDER 1982 mit Einschränkungen).

Die erhebliche Tiefe des Grabens bildete sich durch Unregelmäßigkeiten an den Plattengrenzen und durch normal dazu stehende Brüche, die während des Vorbeiglei-

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at



Terrestrische, fluviatile und limnische Lockersedimente, Quartär und Pleistozän
Mergel, Tone Gips (Lisan-Mergel), Pleistozän
Basalte, Pleistozän und Neogen
Konglomerate, Mergel, Kalksandsteine, Neogen
Kalke mit Hornsteinlagen, Paläozän - Eozän
Kreidemergel, bituminöse Kalke, Phosphorite, Senon - Paläozän
Kalke und Dolomite, Santon -Turon - Cenoman
"Nubischer Sandstein", Unterkreide (uk), Ordovizium (o), Silur (s), Kambrium (k)
Magmatite und Metamorphite, Präkambrium

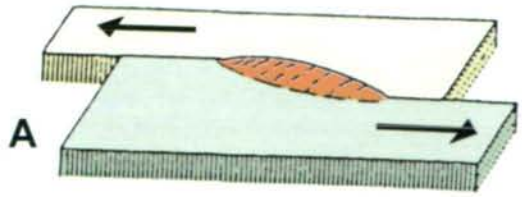
Abb. 34: Schematische Darstellung der jungen Plattenbewegungen im Bereich des Wadi Araba-Jordan-Grabens nach der Blattverschiebungstheorie (nach GARFUNKEL 1988).

tens der Platten zu Becken auseinandergezerrt wurden („Levante-Störung", ROTHE 1991) und tief absanken (Abb. 34). Ein Beweis dieser Theorie ergibt sich durch die tatsächliche Versetzung der meisten geologischen Formationen Jordaniens entlang des Grabens nach Norden. Die Gliederung der Depression in Becken wie den Golf, das Tote Meer oder den See Genezareth und Sättel, wie das zentrale Wadi Araba, unterstützen diese Theorie. Die seitliche tektonische Bewegung des Grabens setzte mit der Öffnung des Roten Meeres Ende des Oligozäns vor 25-20 Millionen Jahren ein und betrug Ende des Miozäns bereits 2/3 der heutigen Versetzung. An einem Richtungswechsel der Störung nach Nordnordost wurden die beiden Platten durch die Nordbewegung des Ostblocks ineinandergedrückt und gestaucht, wodurch das Libanongebirge und das Faltensystem nahe Palmyras im Südosten Syriens entstanden (GARFUNKEL 1988).

Einer anderen Theorie zufolge stellt der Wadi Araba-Jordan Graben eine Verlängerung des Riftsytems des Roten Meeres dar. Seine Entstehung erfolgte ohne Lateralverschiebung der afrikanischen und arabischen Platte sondern durch eine Auseinandertrift der Plattenränder und damit Ausdünnung der oberflächlichen Kruste bei gleichzeitiger Vertiefung und Absenkung des inneren Bereiches. Diese Bewegungen erfolgen durch unterschiedliche Verbreiterungstendenzen verschiedener Bereiche des Roten Meeres von durchschnittlich 9-10 mm/Jahr (HOROWITZ 1979, 1988, MART & RABINOWITZ 1986). Das Rote Meer öffnete sich nach dieser Theorie im Mittleren Miozän nach Nordwesten durch den Suez-Kanal in das Mittelmeer. Es ist allerdings fraglich, ob das gesamte Rote Meer durch die Ausweitung des Ozeanbodens entstanden ist oder ob der von mächtigen Sedimenten bedeckte flachere Meeresboden westlich und östlich des Grabenbruches nicht noch kontinentale Kruste ist (HOHL 1985).

Anfang des Pliozäns änderte sich offenbar die Achse des Riftsystems nach Norden, wodurch das Gebiet um den Suez-Kanal seine tektonische Aktivität einstellte und die Entwicklung des Wadi Araba-Jordan Grabens begann.

Dieser Theorie folgend wäre es also zu erwarten, dass in der Zukunft die kontinentale Kruste im Graben aufreißt und durch weitere Absenkung das Meer eindringen könnte (MART & RABINOWITZ 1986). HOROWITZ (1988) verlegt die morphologische Ausbildung des Jordangrabens zwar erst in das frühe Pleistozän, setzt aber die Annahme eines im Grabenbereich bereits existierenden Riftsystems voraus, um die doch beträchtliche Hebung der Randgebirge zu erklären.



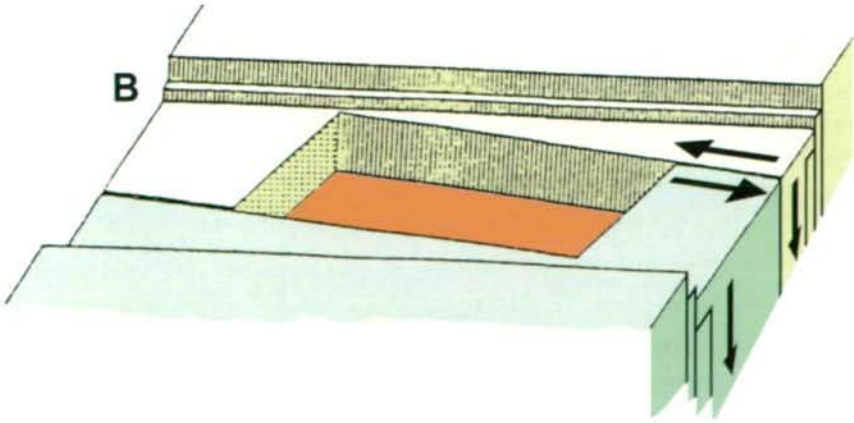


Abb. 35: Die Entstehung des Toten Meeres als „pull-apart"-Becken ist auf Zerrungen an den Plattengrenzen (A) und die nachfolgende Absenkungen einer tektonischen Verdünnungszone (B) entlang vertikaler Störungslinien der gegenläufig aneinander vorbeigleitenden Palästina- und Transjordan-Platte zurückzuführen (nach GARFUNKEL 1988).

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

Bezüglich einer zeitlichen Einordnung der Entstehung des Wadi Araba-Jordan Grabens stellt KLEIN (1988) weiters die Möglichkeit in Betracht, dass die Senkungen entlang des Grabens nicht gleichzeitig vor sich gingen und daraus unterschiedliche Altersangaben resultieren. Unter der Annahme, dass sich dieser als Fortsetzung des ostafrikanischen Grabenbruches von Süden nach Norden öffnete, wäre auch das im Südteil des Grabens höhere Alter der Gesteine erklärbar.

Die Entstehung des Toten Meeres hängt unmittelbar mit der Entstehung des Wadi Araba-Jordan Grabens zusammen und entsprechend existieren auch hierzu unterschiedliche Theorien. Die heutzutage am meisten anerkannte sieht das Tote Meer als „pull apart"-Becken (Abb. 35) einer transformen Plattengrenze (GARFUNKEL 1981, 1988, ATALLAH 1991).

Der Einbruch des Grabens erfolgte allerdings nicht entlang einer einzigen Bruchfläche sondern zusammen mit der Bildung eines kleinstückigen Mosaiks von Schollen entlang der Seitenränder der Bruchlinie. Dabei wurden die Grabenschulten stark angehoben, weshalb dort die älteren Gesteine durch eine verstärkte Erosion jüngerer Sedimentserien freiliegen. Die noch bis in prähistorische Zeit erfolgten umfangreichen Austritte von basaltischer Lava – z.T. als ausgedehnte Deckenergüsse – sind, wie auch die Entstehung heißer Quellen, auf Störungszonen entlang der auch heute noch aktiven Bruchzone zurückzuführen (ROTHE 1991).

Vom Golf von Aqaba steigt die Wadi Araba-Jordan Depression allmählich über rund 80 km auf Höhen um +250 m im Gebiet der Wasserscheide vom Jebel er Risha an, um von dort zum Toten Meer wieder abzusinken. Der Spiegel des Toten Meeres wurde 1968 noch mit einer Seehöhe von –392 m NN angegeben (BENDER 1968), nach Messungen von ATALLAH lag er 1991 bei –402 m, 1995 bei –406 m (Statistisches Bundesamt 1996) und beträgt derzeit nur –411 m unter NN (ZORNIG & WEISSENBACHER 2002, mdl. Mitt.). Das 105 km langen Jordantal steigt in seinem Verlauf nach Norden erneut zum –212 m NN tief liegenden See an (BENDER 1968).

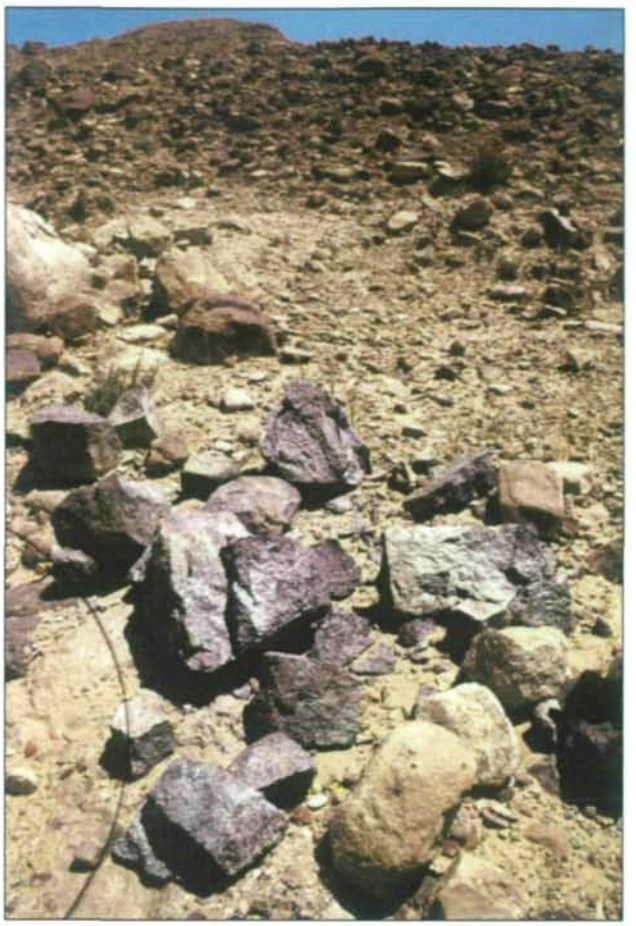


Abb. 36: Im Gebirge um das Wadi Abu Kusheiba liegen die historischen, ehemals sehr reichen Kupferminen der Antike. Die kupferhaltigen Schlacken und Erze sind z.T. heute noch zu sehen.

Rohstoffe

Jordanien hat Anteil an mineralischen Rohstoffen unterschiedlicher Art und Herkunft. Vorwiegend sind es metallische Rohstoffe, die im Zusammenhang mit den tektonischen Entwicklungen entlang des Grabenbruches zwischen dem Toten Meer und dem Golf von Aqaba stehen. Nichtmetallische Rohstoffe entstanden hauptsächlich durch umfangreiche marine Ablagerungen der Oberkreide in Form von Phosphat. Daneben sind auch Vorkommen von Schwerspat und Baryt, als Ergebnis hydrothermaler Störungszonen bzw. vulkanischer Tätigkeit oder von Schwefel in den „Lisan"-Mergeln entlang des Toten Meeres und Jordantales und Gips aus kreidigen Schichten bekannt. Die letztgenannten treten jedoch meist nur lokal, kleinflächig und in geringer Mächtigkeit auf, weshalb sie derzeit weitgehend vom Abbau ausgenommen sind (PC-GLOBE 1995).

Jordanien besitzt aus geomorphologischen Gründen zwar kein abbauwürdiges Vorkommen an Rohöl, hat aber dafür wirtschaftlich bedeutende Reserven vor allem

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

an Erdgas und an anderen Kohlenwasserstoff-Derivaten, wie bituminösen Gesteinen, die als Ölschiefer eine wichtige Rohstoffbasis darstellen.

Die nachfolgende Darstellung einzelner metallischer und nicht metallischer Rohstoffe stellt eine Auswahl der wirtschaftlich besonders interessanten dar.

Phosphor

Rohphosphat ist das Hauptexportgut und die wichtigste Einnahmequelle des Landes. Phosphat wird vorwiegend als Basis zur Herstellung von Kunstdünger verwendet.

Ausgedehnte Phosphatlagerstätten treten oberflächennahe und zwischen 8 bis zu 20 m mächtig in den Oberkreide-Schichten von Ruseifa nördlich von Amman und als „Phosphoritstufe" in Südjordanien bei Ras en Naqb auf, von wo aus sie 250 km lang bis nördlich von Amman reichen. Abbauwürdige Phosphatvorkommen wurden auch bei es-Shidiya, nahe Aqaba nachgewiesen (GURDON 1988). Die mineralogische Basis des „Phosphorites" wird durch bräunlichgraue Apatitkörner und -aggregate von kreidig-mürber oder auch harter Struktur gebildet, die durch wechselnde Calcit-Anteile verkittet sind („Phosphat"). Gips und Ton und verschiedene Erze sind dem mürben Gestein beigemengt, fossile Reste von Fischen oder Meeressäugern sind nicht selten. Die Apatitschichten weisen einen durchschnittlichen Gehalt von knapp 72 % an Trikalziumphosphat auf. Sie konzentrieren sich stratigraphisch auf die oberste Kreide und das unterste Tertiär, als sie in bituminösen Becken eines flachen, küstennahen Meeres abgelagert wurden. Im Falle von zunehmender kalzitischer Verhärtung, Verkalkung oder Verkieselung (wobei die Phosphoritkörner sogar völlig verdrängt werden können), sinkt die wirtschaftliche Bedeutung bis zum Nullwert ab (BENDER 1968).

Das kleine Wüstenkönigreich ist bereits vor Jahren zum drittgrößten Phosphatexporteur und fünftgrößten Phosphatproduzenten der Welt aufgestiegen (BUCHALLA & MEYER 1984, DAY 1994). Verschiedene Erweiterungsinvestitionen wurden in el-Hesa (Förderziel 3 Millionen t/Jahr) sowie in Ruseifa und Wadi al-Abyad (Förderziel 6 Millionen t/Jahr) vorgenommen. 1989 betrug nach Daten des PC-GLOBE (1995) die gesamte jordanische Fördermenge 5,7 Millionen t, die exportiert werden konnten.

Die nachgewiesenen Phosphatvorkommen von 2,5 Milliarden t reichen selbst bei einer starken Erhöhung der Förderleistung noch weit über das Jahr 2000 hinaus (BUCHALLA & MEYER 1984).

Mineralsalze des Toten Meeres

Das Wasser des Toten Meeres enthält die unglaubliche Menge von 42 Milliarden t verschiedener gelöster Salze, wie Magnesiumchlorid ($MgCl_2$) (22 Milliarden t), Kochsalz (NaCl) (11 Milliarden t), Calciumchlorid ($CaCl_2$) (6 Milliarden t), Kaliumchlorid (KCl) (2 Milliarden t), Magnesiumbromid ($MgBr_2$) (980 Millionen t) und Calciumsulfat ($CaSO_4$) (200 Millionen t) (FISHER 1978).

Bereits seit 1930 förderte eine Anlage bei Al Safi am Südufer des Toten Meeres Mineralsalze durch einfache Evaporation des Wassers in großen Verdunstungsbecken im allmählich austrocknenden Südteil unterhalb der Halbinsel Lisan (LACHMANN 1933). Eine moderne Kaligewinnungsanlage (Potash Corporation) wurde in den 1980er Jahren eröffnet (BUCHALLA & MEYER 1984). Über verschiedene Trocknungs- und Evaporationsvorgänge der gewonnen Salze entsteht das Zwischenprodukt „Carnallit", (70-80 % $MgCl_2$, 20 % KCl und geringe Anteile von $CaCl_2$), welcher wiederum eine Ausgangbasis zur Gewinnung verschiedener chemischer Verbindungen darstellt, wie Kaliumchlorid, Calziumchlorid, Magnesiumchlorid und anderen mehr. In Safi werden in erster Linie Kalium-Düngemittel produziert – 1993 wurden 1,4 Millionen t gefördert. Der geschätzte Düngemittelverbrauch in Jordanien liegt übrigens sehr hoch und betrug etwa im Jahr 1993 300 (!) kg/Kopf/ha/Jahr und trägt nicht unwesentlich zur zunehmenden Versalzung des Jordantales bei (DAY 1994). Weitere Produkte aus dem Mineralsalzbestand des Toten Meeres sind chemische Rohstoffe (z. B. Bromid) und Artikel des medizinischen Bedarfes bei der Behandlung von Schuppenflechte (Psoriasis), aber auch hochwertiger Kosmetika. Von Bedeutung ist die zunehmend verstärkte Gewinnung von Steinsalz aus den oberpleistozänen Kalkmergelschicht der Halbinsel Lisan, wo unter einer 100 m dicken Mergeldecke ein mächti-

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

ger Steinsalzkörper von 35 km² Ausdehnung lagert, der in bis über 3600 m Tiefe reicht (BENDER 1968).

Kupfer und Mangan

Kupfererzverhüttung hat in Jordanien schon lange Tradition und kann mit Sicherheit schon in die frühe Eisenzeit (ca. 1200 v. Chr.), möglicherweise bis in die mittlere Bronzezeit (ca. 2000 v. Chr.) zurückverfolgt werden. Seine Blüte erreichte der Kupferabbau unter der Herrschaft der Nabatäer (200 v. Chr. bis 100 n. Chr.). Im Wadi Dana, im Wadi Feinan und vor allem im Wadi Abu Khusheiba am Wadi Araba-Ostrand existieren heute noch Kupfererzvorkommen, die unter dem Namen „Nabatäische Mine" bekannt sind, welche auch noch unter römischer Herrschaft umfangreich abgebaut und vorort auch verhüttet wurden (BENDER 1968 nach GLUECK 1940) (Abb. 36). Ab dem Mittelalter geriet dieser Bergbau in Vergessenheit und Versuche, die Wirtschaftlichkeit dieser Erzvorkommen festzustellen, wurden erst in jüngerer Zeit unternommen (vgl. u.a. BENDER 1968). Als Kriterium der Erschließung galten damals wahrscheinlich die – auch heute noch zu beobachtenden – auffallend grün-blauen Farben der Minerale bzw. der kupfervererzten Schichten in Sandsteinen, Quarzporphyren und Konglomeraten des Kambriums (ABED & AL EISAWI 1994). Die Kupferanteile der Vererzungszonen liegen zwischen 0,77 % (Wadi Dana) und 15,8 % (Nabatäische Mine), jedoch ist diese Konzentration nur auf ein kleines Vorkommen beschränkt. Insgesamt beträgt das Gebiet mit Kupfervorkommen etwa 72 km² (BENDER 1968). In diesem historischen Kupferabbaugebiet ist die Kupfer-Vererzung jedoch so unregelmäßig verteilt, dass sie für eine moderne Ausbeutung als zu unbedeutend scheint (ROTHE 1991).

Neue Lagerstätten mit gewaltigem Kupfervorkommen von geschätzten 125 Millionen t, jedoch komplizierter Art der Förderung (ABED & AL EISAWI 1994) wurden Mitte der 1980er Jahre im Wadi Araba entdeckt (GURDON 1988). Das Erz ist mit 1 %iger Konzentration im Gestein enthalten (BUCHALLA & MEYER 1994) und entsprechend erfordert der Gewinn von einer Tonne Kupfererz daher eine Abbauquote von 100 t Gestein.

Die Entstehung dieser Erzlager ist nicht eindeutig geklärt, zumal diese von BENDER (1968) dem unteren und mittleren Kambrium zugeordnet wird, von GARFUNKEL (1988) hingegen dem Zeitraum des Grabenbruches im Tertiär. Die Kupfer-Vererzung der hellen kambrischen Feinsandsteine könnte somit während ihrer marinen Sedimentation durch hydrothermale oder Verwitterungslösungszufuhr aus gleichzeitigem Quarzporphyrvulkanismus erfolgt sein. Sie könnte aber auch das Produkt einer sekundären Erzimprägnierung der Sandsteine mit kupferhältigen Lösungen durch einen kräftigen Grundwasserstrom aus ursprünglich mit diesem Mineral angereicherten kambrischen Sedimenten sein.

Die **Mangan**vererzung erfolgt analog, weshalb diese vorwiegend an Kupferlagerstätten gebunden ist. Mangan tritt meist in unregelmäßiger, knolliger Form auf, aber auch fein verteilt in sandigen Dolomitlagen oder in netzwerkartigen Klüften kambrischer Sandsteine (BENDER 1968). Die Hauptlagerstätten von Mangan konzentrieren sich auf das Gebiet von Dana am Ostrand des nördlichen Wadi Araba. Untersuchungen durch VAN DEN BOOM & IBRAHIM (1965) (zit. in BENDER 1968) hatten seinerzeit Erzvorräte von 800.000 t bestätigt. Der Mangangehalt des Gesteins ist vielfach sehr hoch und beträgt durchschnittlich 33 %, maximal sogar über 49 % mit beachtlichen Anteilen von Kupfer und Eisen.

Die Buntheit der Sandsteine von Petra wird vorwiegend durch Kupfer, Mangan und Eiseneinschlüsse hervorgerufen (vgl. Abb. 26-29). Der Farbenreichtum und die bizarre Musterbildung mit oft holzartiger Maserung entstanden bei der Verteilung kleinster Mengen färbender Minerale durch Wasser in den Hohlräumen der porösen Sedimente (ROTHE 1991).

Ölschiefer

Ölschiefer sind an organischem Material reiche bituminöse Gesteine, mit einer gewissen wirtschaftlichen Bedeutung. ABU-AJAMIEH (1991) gibt 8 möglicherweise nutzbare oberflächennahe Lagerstätten an, welche alle im Bereich der bis zu 250 m mächtigen Kreidemergel aus der obersten Kreide- und untersten Tertiärfazies liegen. Dieses Gebiet

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

erstreckt sich weiträumig vor allem auf den Nordwesten Jordaniens zwischen Amman und der syrischen Grenze am Yarmuk. Die Ablagerung von Ölschiefer erfolgte wahrscheinlich in denselben Becken eines flachen Meeres, in denen zuvor auch phosphoritführende Schichten sedimentiert wurden.

Die oberflächlich gelagerten, bituminösen Gesteine reichen bis über 150 m tief und werden durch Tagbau erschlossen. Es handelt sich um schwarze Tonsteine oder braunschwarze Kalke mit einem Rohölgehalt von 9 %, welche mit stark rußender Flamme brennen (BLAKE & IONIDES 1939). Durch Verschwelung der 40 Milliarden m^3 Ölschiefervorräte Jordaniens könnten nach Schätzungen von ABU-AJAMIEH (1991) 4 Milliarden t Öl gewonnen werden.

Die Suche nach **Rohöl** in abbauwürdiger Menge blieb in Jordanien bislang weitgehend erfolglos (BUCHALLA & MEYER 1984). Auch die Produktion einer vielversprechenden Bohrung in der Gegend um Azraq in der syrischen Wüste (Qarma one oil well), die 1984 noch 600 Barrel/Tag förderte, sank allerdings Anfang der 1990er Jahre auf nur mehr 40 Barrel/Tag (DAY 1994). Nach Daten des PC-GLOBE (1995) betragen die Ölreserven 5 Millionen Barrel, mit der Produktion wurde nach dem verfügbaren Informationsstand von 1995 noch nicht begonnen. Diese Ölmenge würde genügen, um den Bedarf Jordaniens an fossilen Brennstoffen für mindestens 1000 Jahre zu sichern (ABU-AJAMIEH 1991). Ölvorkommen sind nach Probebohrungen im Untergrund der Halbinsel Lisan im Südteil des Toten Meeres zu erwarten, deren Erschließung sich aber aufgrund der komplizierten Beschaffenheit des Grabeninneren durch den raschen Wechsel der Fazies und deren Mächtigkeiten sehr schwierig wären (BENDER 1968, BUCHALLA & MEYER 1984).

Erdgasvorkommen finden sich im Nordosten Jordaniens um Er-Risha und wurden erst Ende der 1980er Jahre entdeckt. 1990 konnten durch diese Gasvorkommen mit einer Fördermenge von 340 Millionen m^3 15 % des Energiebedarfes gedeckt werden. 1993 erreichte nach DAY (1994) die jährliche Produktionskapazität 475 Millionen m^3.

Abschließend sei noch auf den Rohstoff **Asphalt** hingewiesen. Er stammt aus dem Untergrund des Toten Meeres, wo er auf dem Seeboden vermutlich aus Klüften oder Störungszonen austritt (BENDER 1968). Gelegentlich treiben Asphaltstücke dann ans Ufer, z. T. sogar in Großformat, wie die Aufnahme eines 150 m^2 großen Blockes durch BLAKE & IONIDES (1939) zeigt. Wirtschaftliche Bedeutung als begehrter Handelsartikel hatte Asphalt einstmals nur unter den Nabatäern als Dichtungsmittel von Schiffsrümpfen.

Zusammenfassung

Jordaniens geologische Geschichte reicht über 600 Millionen Jahre weit bis in das Präkambrium zurück, als die kontinentale Grundplatte der arabischen Halbinsel gebildet wurde. Über 550 Millionen Jahre lang bestimmten Überflutungen der Tiefsee oder flacher Schelfmeere mit mächtigen Sedimenten aus Ton, Sandsteinen, Schlamm, Kalk und Fossilien die geologische Entwicklung Jordaniens. Gegensätzlich dazu wurden die marinen Sedimente während terrestrisch geprägter Phasen durch die erodierende Wirkung von Wasser und Wind großflächig wieder abgetragen. Heute bedecken 120-520 Millionen Jahre alte marine und terrestrische Sandstein-Sedimente bis 1700 m hoch das Gebiet zwischen Petra und dem Wadi Rum als eindrucksvolle Landschaft rotbrauner Felstürme, aufgesetzt auf dem alten präkambrischen (arabischen) Grundsockel, umgeben von sanderfüllten Tälern (südlicher Grundsockel-Komplex und paläozoisches Sandsteingebiet). Jüngste und langzeitige Überflutungen fanden während der Kreideperiode und des Tertiärs statt. Diese Sedimente bedecken ca. 70% Jordaniens als flaches Kalkplateau (Zentrales und NE Jordanisches Kalkgebiet). Im mittleren Tertiär (Miozän vor 20-25 Millionen Jahren) erfasste das bedeutende Ostafrikanische Grabenbruchsystem durch die Abtrennung Arabiens einschließlich Palästinas vom afrikanischen Kontinent die gesamte Region. Der Vorgang bewirkte die Öffnung des Roten Meeres zwischen der afrikanischen und arabischen Platte, des Golfes von Aqaba und die Bildung des Wadi Araba-Totes Meer-Jordantal-Grabenbruches. Das Tote Meer selbst, ein letzter Rest des einstigen großen quartären Lisan-Sees, ist der tiefste Punkt der Erde und besitzt weltweit den größten Salzge-

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

halt aller Gewässersysteme. Die Bewegungen der kontinentalen Platten lösten großräumige magmatische Aktivitäten mit ausgedehnten Lavaflächen und Basaltausflüssen in der nordöstlichen Wüste (Basalt Plateau) aus, welche weite Flächen des Hauran im Südosten Syriens bedecken. Die weiten und salzigen Niederungen der an Grundwasser reichen Oase von Azraq und die Salzpfanne von Al Jafr waren während der regenreichen pleistozänen Perioden von großen Seen bedeckt.

Einst war Kupfer aus den Minen des Wadi Araba eine Grundlage für den Reichtum der nabatäischen Könige, doch ist der Abbau heute unrentabel. Der gegenwärtige Reichtum Jordaniens beruht auf den enormen Reserven von Phosphat, welche während der späten Kreidezeit als organische Sedimente auf dem Meeresboden abgelagert wurden. Unerschöpflich sind die Salzmengen des Toten Meeres, welche für industrielle, medizinische und kosmetische Zwecke Verwendung finden.

Literatur

ABED A.M. & D. AL-EISAWI (1994): Geobotanical exploration for Copper and Manganese in Northeastern Wadi Araba, Jordan. — Dirasat, Jordan Univ. Amman **21B**, Nr. 3.

ABU-AJAMIEH M. (1991): Oil shale deposits in Jordan. — In: Geology of Jordan: 55-58. Goethe Institut and Al Kutba Publishers, Amman.

ABU-SAFAT M. (1986-87): Verwitterung und Hangabtragung im „Nubischen Sandstein" Südjordaniens. — Mitt. Fränk. Geogr. Ges. **33/34**: 129-256.

ANDREWS I.J. (1995): The Birds of the Hashemite Kingdom of Jordan. — Burns & Harris Ltd., Dundee, Scotland: 1-185.

ARAMBOURG C. (1959): *Titanopteryx Philadelphiae* nov.gen, nov.sp., Ptérosaurien Géant. — Notes et Mém. Moyen-Orient, Mus. Nat. d'Hist. Nat. Paris **7**: 229-234.

ATALLAH M. (1991): Origin and evolution of the Dead Sea. — In: Geology of Jordan: 15-20. Goethe-Institut and Al Kutba Publishers, Amman.

BAIERLE H.U. (1993): Vegetation und Flora im südwestlichen Jordanien. — Bornträger Verlag, Berlin, Stuttgart, Berlin: 1-254.

BENDER F. (1965): Zur Geologie der Kupfererzvorkommen am Osterand des Wadi Araba, Jordanien. — Geol. Jb., Hannover **83**: 181-208.

BENDER F. (1968): Geologie von Jordanien. Beiträge zur regionalen Geologie der Erde. — Bornträger Verlag, Stuttgart, Berlin: 1-230.

BENDER F. (1974): Explanatory Notes on the geological map of the Wadi Araba, Jordan (Scale 1:100000, 3 Sheets). - Geol. Jb. Reihe **B**, **10**: 3-62 + 1 geolog. Karte 1:100000 (3 Blätter).

BENDER F. (1982): On the Evolution of the Wadi Araba-Jordan Rift. — Geol. Jb. **45**: 3-20.

BENTOR Y.K. (1961): Some geochemical aspects of the Dead Sea and the question of its age. — Geochimica et Cosmocimica Acta, Oxford **25**: 239-260.

BLAKE G.S. & M.G. IONIDES (1939): Report on the water resources of Transjordan and their development incorporating a report on Geology, soils,and minerals and hydrogeological correlations. — Crown Agents of the Colonies, London.

BLANKENHORN M. (1929): Der marine Ursprung des Toten Meeres. — Z. deutsch. geol. Ges. **81**: 81-93.

BOOM G. VAN DEN & H. IBRAHIM (1965): Report on the geology of the Wadi Dana area with special consideration of the Manganese-Copper occurrences. — unveröff. Ber. Deutsch. geol. Mission Jordanien. Arch. Bundesanst. f. Bodenforsch., Hannover. zit in: BENDER, F. (1968): Geologie von Jordanien. Borntraeger Verlag, Stuttgart, Berlin, 1-230.

BUCHALLA C.E. & A. MEYER (1984): Jordanien. Reiseland und Wirtschaftspartner. — Horst Poller Verlag, Stuttgart: 1-143.

BURDON D. (1959): Geology of Jordan.— Governm. Hashemite Kingdom of Jordan, Amman: 1-265.

CHAPMAN J.D. (1947): Notes on the occurrence of Cupressus sempervirens in Transjordan. - Palest. J. Bot., Jerusalem **4**: 55

DAY A.J. (1994): Jordan: Economy. - Middle East and North Africa 1994: 545-556. Methuen, London:1- 410.

DIENEMAN W. (1915): Älteres Paläozoikum von Südsyrien und Westarabien. — Zbl. Min. etc. (Stuttgart) **16**: 23-26.

EVANS M I. (Ed.) (1994): Important bird areas in the Middle East. Hashemite Kingdom of Jordan. — Birdlife Cons. Ser. **2**: 211-229

FISHER W. (1978): The Middle East. The physical, social and regional geography. — Methuen, London: 1-615.

FREUND R., ZAK I. & Z. GARFUNKEL (1968): On the age and rate of the sinistral movement along the Dead Sea rift.— Nature **220**: 253-255.

GARFUNKEL Z. (1981): Internal Structure of the Dead Sea Leaky Transform (Rift) in Relation to Plate Kinematics. — Tectonophysics **80**: 81-108.

GARFUNKEL Z. (1988): The pre-Quaternary geology of Israel. — In: YOM-TOV Y. & E. TCHERNOV (eds.), The Zoogeography of Israel: 7-34. Junk Publ, Dordrecht, Boston, Lancaster: 1-600.

GAVRIELI I., BEYTHZ M. & Y. YECHIELI (1998): The Dead Sea- a terminal lake in the Dead Sea rift: a short overview. —In: OREN, A. (Ed.), Microbio-

© Biologiezentrum Linz/Austria; download unter www.biologiezentrum.at

logy and biogeochemistry of hypersaline environments: 121-127. CRC-Press, Boca Raton: 1-365.

GINZBURG A. & E. KASHAI (1981): Seismic measurements in the southern Dead Sea. — Tectonophysics **80**: 67-80.

GLUECK N. (1940): The Other Side of the Jordan. — American Schools of Oriental Research, New Haven.

GURDON C.G. (1988): Natural resources. — In: ADAMS M. (Ed.), The Middle East, Handbooks to the Modern World. – Facts on File Publications: 1-865.

HOHL R. (1985): Wandernde Kontinente. — Spektrum des Wissens, MOEWIG **3414**, Urania-Verlag, Leizig: 1-127.

HOROWITZ A. (1979): The Quaternary of Israel. — Academic press, New York: 1-365.

HOROWITZ A. (1988): The Quaternary environments and paleogeography in Israel. — In: YOM-TOV. & E. TCHERNOV (eds), The Zoogeography of Israel: 34-65, Junk Publ., Dordrecht, Boston, Lancaster: 1-600.

KLEIN M. (1988): The geomorphology of Israel. — In: YOM-TOV. & E. TCHERNOV (eds), The Zoogeography of Israel: 59-78, Junk Publ., Dordrecht, Boston, Lancaster: 1-600.

KRUPP F. & W. SCHNEIDER (1988): Die Süßwasserfauna des Vorderen Orients. Anpassungsstrategien und Besiedlungsgeschichte einer zoogeographischen Übergangszone. — Natur und Museum **118** (7): 193-212.

LACHMANN S. (1933): Die Mineralquellen Palästinas. — Z. f. den Aufbau Palästinas, (Landeck/Schles.) **16**: 222-235.

MART Y. & P.D. RABINOWITZ (1986): The Northern Red Sea and the Dead Sea Rift. — Tectonophysics **124**: 85-113.

MUNRO N. (1995): Geology. — In: RSCN (Ed.), The Dana project. Amman: 1-15.

NEEV D. (1960): A pre-Neogen erosion channel in the southern coastal plain of Israel.— Bull. Geol. Survey Israel, Jerusalem **25**: 1-20.

PICARD L. (1932): Zur Geologie des mittleren Jordantales. — Z. dtsch. Paläst. Ver., Leipzig **52**: 5-27.

PICARD L. (1941): The Pre-Cambrian of the North. Arabian-Nubian Massif. — Bull. Geol. Dept. Hebrew. Univ., Jerusalem **3**: 3-4.

PICARD L. (1943): Structural evolution of Palestine, with comparative notes on neighbouring countries. — Geol. Dep. Hebrew Univ. Jerusalem, Bull. **4**: 1-134.

PICARD L. (1953): Silurian in the Negev (Israel). — 19. Congr. Géol. Int. 1952, **9**: 179-183.

PURSCHKE D. (1990): Das Nordostjordanische Hochland. Analyse und Bewertung des Naturraumes als agrares Nutzpotential. — Dissertation, Ravensburg.

QUENNEL A.M. (1959): The structure and geomorphic evolution of the Dead Sea rift. — Quart. J. Geol. Soc., London **64**: 1-24.

ROTHE M. (1991): Die Geologie Petras und seiner Umgebung. — In: LINDNER M. & J.P. ZEITLER (Hrsg.), Petra, Königin der Weihrauchstrasse: 203-207. Nathist. Ges. Nürnberg E.V., Abt. Archäol. Ausland, VKA-Verlag, Fürth: 1-220.

SAID R. (1962): The geology of Egypt. — Elsevier Verlag, Amsterdam.

SCHECK F.R. (1985): Jordanien. Völker und Kulturen zwischen Jordan und Rotem Meer. — Du Mont Kunst-Reiseführer, DuMont Verlag, Köln: 1-495.

SIGNEUX J. (1959): Stratigraphie et Paléontologie de Crétacé et du Nummulitique de la marge de la péninsule Arabique. Piossons et Reptiles marins. — Notes et Mem. Moyen-Orient. Mus. Nat. d'Hist., Paris **7**: 223-228.

SORNAY J. (1959): Gisement des Phosphates Maestrichiens de Roseifa (Jordanie), Cephalopodes. — Notes et Mem. Moyen-Orient. Mus. Nat. d'Hist., Paris **7**: 221-222.

Statistisches Bundesamt (1996): Länderbericht Jordanien. — Metzler-Poeschel Verlag, Stuttgart: 1-124.

VRIES H.L. DE & G.W. BARENDSEN (1954): Measurements of age by the Carbon-14 Technique. — Nature, London **174**: 1138-1141.

WEBER H. (1963): Ergebnisse erdölgeologischer Aufschlußarbeiten der DEA in Nordost-Syrien. – Erdöl & Kohle, Erdöl, Petrochemie (Hamburg) **16**: 669-682.

WOLFART R. (1987): Late Cretaceous through Quaternary Paleogeographic Evolution of the Middle East. — In: KRUPP F., SCHNEIDER W. & R. KINZELBACH (eds.), Proceedings of the Symposium on the Fauna and Zoogeography of the Middle East. – Mainz 1985. Beih. zum TAVO **A 28**: 9-23.

ZUHAIR I. (1991): Seismicity and seismic risk in Jordan. — In: Geology of Jordan: 21-29. Goethe Institut and Al Kutba Publishers, Amman.

Anschrift der Verfasser:
Univ. Prof. Dr. Wolfgang WAITZBAUER
Universität Wien
Institut für Ökologie und Naturschutz
Althanstraße 14
A-1090 Wien/Austria
E-Mail: Wolfgang.Waitzbauer@univie.ac.at

Mag. Bibiane PETUTSCHIG
147 South Oxford Street, Apt. 4B
Brooklyn NY 11217
USA
E-Mail: b.petutschnig@gmx.at